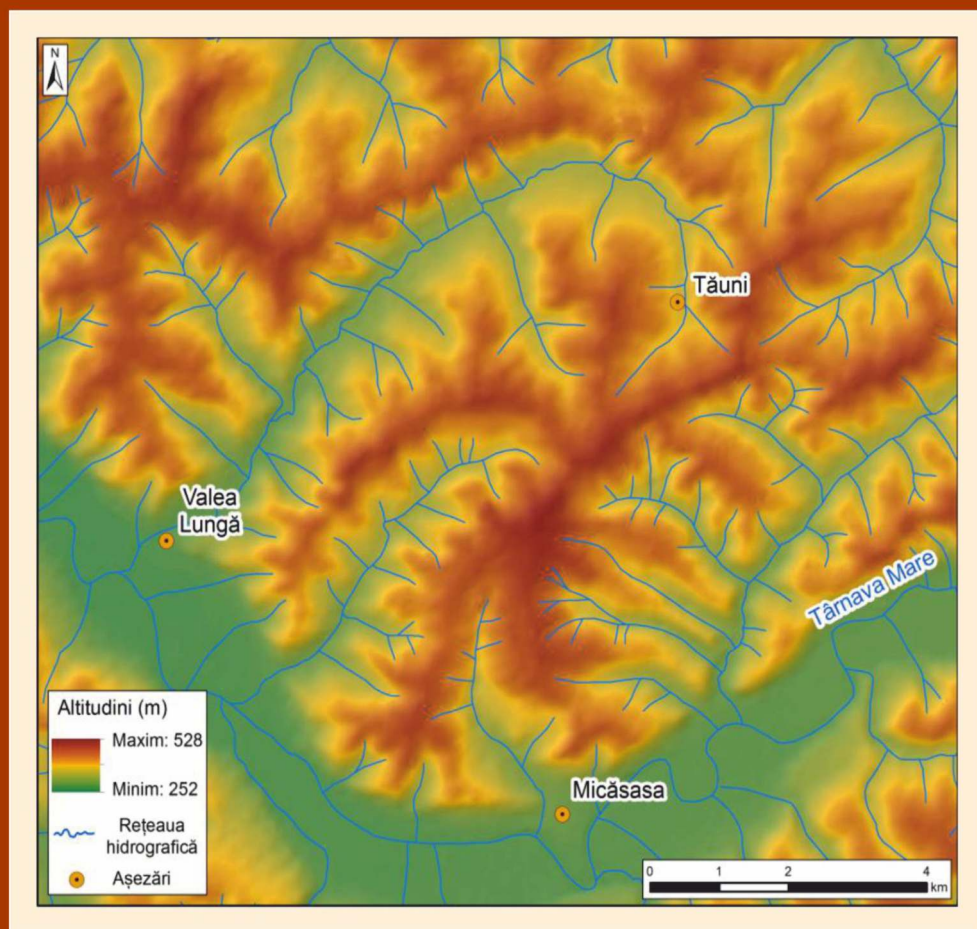


Gheorghe Roșian

RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI



Presă Universitară Clujeană

GHEORGHE ROȘIAN

RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Referenți științifici:

Prof. univ. dr. Ioan-Aurel Irimuş

Conf. univ. dr. Octavian-Liviu Muntean

Lect. univ. dr. Csaba Horváth

Coperta 1: *Domul Tăuni*

ISBN 978-606-37-0801-5

© 2020 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate.
Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice
mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedep-
sește conform legii.

Cartografiere digitală: Gheorghe Roșian

Universitatea Babeș-Bolyai

Presa Universitară Clujeană

Director: Codruța Săcelean

Str. Hasdeu nr. 51

400371 Cluj-Napoca, România

Tel./fax: (+40)-264-597.401

E-mail: editura@editura.ubbcluj.ro

<http://www.editura.ubbcluj.ro/>

GHEORGHE ROȘIAN

**RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA
TRANSILVANIEI**

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2020

Geografului Virgil Gârbacea

CUPRINS

Cuvânt înainte	9
Cap. 1. Localizarea și limitele Depresiunii Transilvaniei	11
Cap. 2. Unitățile morfostructurale ale Depresiunii Transilvaniei	19
2.1. Podișul Transilvaniei.....	20
2.1.1. Podișul Someșan.....	22
2.1.2. Câmpia Transilvaniei	29
2.1.3. Podișul Târnavelor	35
2.1.4. Culoarele de vale	46
2.2. Dealurile și Depresiunile Submontane.....	48
2.2.1. Depresiunea Lăpuș.....	49
2.2.2. Dealurile Bistriței.....	51
2.2.3. Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt	56
2.2.4. Depresiunea Făgăraș	60
2.2.5. Depresiunea Sibiului.....	64
2.2.6. Depresiunea Săliște.....	66
2.2.7. Depresiunea Apold	67
2.2.8. Culoarul Turda – Alba Iulia.....	68
2.2.9. Podișul Măhăceni.....	71
2.2.10. Masivul Feleacului	72
2.2.11. Depresiunea Hășdate-Vlaha	74
2.2.12. Podișul Păniceni.....	75
2.2.13. Depresiunea Huedin.....	77
2.2.14. Depresiunea Almaș-Agrij	77
2.2.15. Culoarele de vale.....	80
Cap. 3. Evoluția și structura geologică a Bazinului Transilvaniei	83
3.1. Evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei	83
3.2. Structura geologică a Bazinului Transilvaniei	93
3.2.1. Fundamentul Bazinului Transilvaniei.....	93
3.2.2. Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei.....	98

Cap. 4. Formarea și evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei	121
4.1. Caracteristicile suprafeței primordiale a depresiunii	121
4.2. Formarea văilor	131
4.2.1. Etapele formării și evoluției văilor	135
4.2.1.1. Etapa precuaternară	136
4.2.1.2. Etapa cuaternară	150
4.2.2. Ordinul rețelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei	159
4.3. Formarea interfluviilor	162
Cap. 5. Procesele geomorfologice din Depresiunea Transilvaniei	171
5.1. Procesele geomorfologice actuale	171
5.1.1. Procesele de albie	172
5.1.2. Procesele de versant	175
5.1.2.1. Procesele de scurgere a apei pe versant	176
5.1.2.2. Procesele de deplasare în masă	179
5.1.3. Procesele carstice	185
5.1.4. Procesele asociate vulcanilor noroioși	186
5.1.5. Procesele geomorfologice antropice	187
5.2. Procesele geomorfologice periglaciare	190
5.2.1. Procesele de îngheț al apei din substrat	192
5.2.2. Procesele de solifluxiune	193
5.2.3. Procesele de masă rapide	194
5.2.4. Procesele de alunecare de teren masive	195
5.2.5. Procesele de deraziune	196
5.2.6. Procesele torențiale	197
5.2.7. Fluviația periglaciară	198
Cap. 6. Tipurile de relief din Depresiunea Transilvaniei	201
6.1. Relieful structural	201
6.1.1. Relieful structurilor monoclinale	203
6.1.2. Relieful structurilor boltite	221
6.1.3. Relieful structurilor cutate	223
6.1.4. Relieful structurilor diapire	227
6.1.5. Relieful altor structuri	259

6.2. Relieful petrografic	262
6.2.1. Relieful format pe argile și marne	263
6.2.2. Relieful format pe gresii și conglomerate	266
6.2.3. Relieful carstic	270
6.2.4. Relieful format pe tufuri	277
6.3. Relieful fluvial	280
6.3.1. Albiile	281
6.3.1.1. Elementele albiilor.....	281
6.3.1.2. Tipuri de albii	286
6.3.2. Luncile	297
6.3.3. Terasile.....	304
6.3.3.1. Geneza, cauzele formării și vârsta teraselor	305
6.3.3.2. Caracteristici regionale ale teraselor.....	311
6.3.4. Versanții.....	342
6.3.4.1. Formele de relief de pe suprafața versanților	343
6.3.4.1.1. Formele de relief generate de scurgerea apei	344
6.3.4.1.2. Formele de relief generate de deplasările în masă.....	351
6.3.4.2. Unitățile morfologice și funcționale ale versanților	372
6.3.4.3. Tipuri de evoluție a versanților.....	381
6.3.5. Văile	397
6.4. Relieful antropoc	413
6.4.1. Formele de relief antropoc	414
6.4.1.1. Formele de relief generate de excavări.....	414
6.4.1.2. Formele de relief generate de depunere.....	417
6.4.1.3. Formele de relief generate de compactare și nivelare.....	420
6.4.2. Formele de relief induse de activități antropice	422
Cap. 7 Tendințe în evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei	431
Concluzii	439
Summary	457
Bibliografie.....	475

CUVÂNT ÎNAINTE

De fiecare dată când citeam o carte, care prezenta relieful din Depresiunea Transilvaniei, îmi doream ca el să fie abordat mai în detaliu și sub cât mai multe aspecte: geneză, evoluție și tipuri de relief, condiționate atât de structură și litologie, cât și de agenții geomorfologici. Acesta este principalul motiv, pentru care am dorit existența unei lucrări, care să-l prezinte mai detaliat, într-o astfel de optică.

Prin raportarea spațiului transilvan la munții care îl înconjoară, devine evidentă una dintre principalele sale caracteristici, și anume cea de depresiune intracarpatică. Analizată în detaliu, se constată că ea nu este uniformă, sub aspect geomorfologic, ci fragmentată intens de către văi. Fiind vorba de o fragmentare cât se poate de variată, pornind de la caracteristicile locale ale reliefului, s-au putut delimita o serie de unități și subunități morfostructurale. Analiza exhaustivă a morfologiei acestora a permis, pe de o parte, deslușirea evoluției parcurse de relief, de la exondarea depresiunii și până în prezent, iar pe de alta, identificarea tipurilor de relief existente.

Detalierea celor menționate și expunerea lor, atât evolutiv cât și tipologic, s-a realizat în cele șapte capitole ale lucrării.

Primul, adresat localizării și limitelor Depresiunii Transilvaniei, cuprinde referiri la extindere și la tipurile de contact morfologic existente între ea și Munții Carpați.

Al doilea capitol, intitulat Unitățile morfostructurale, are rolul de a scoate în evidență neuniformitatea geomorfologică a spațiului depresionar, ca rezultat al evoluției reliefului, de la ultima exondare și până în prezent. S-a ajuns astfel la existența unui relief concentric, care înclină și descrește altitudinal de la margini spre partea centrală. Dealurile și Depresiunile Submontane sunt urmate de Podișul Transilvaniei, mai coborât, în cuprinsul căruia, teritoriile limitrofe văilor principale îmbracă forma de dealuri și coline.

În capitolul al treilea depresiunea este abordată sub aspectul evoluției și al structurii geologice. Cunoașterea acestora permite o mai bună înțelegere a modului în care, structurile și rocile și-au adus aportul, la configurație actuală a reliefului, el fiind în numeroase cazuri expresia morfologică a acestora.

Capitolul al patrulea expune formarea și evoluția reliefului, pornind de la caracteristicile suprafeței primordiale a depresiunii, cea care a direcționat atât formarea și evoluția văilor, cât și a interfluviilor.

Procese geomorfologice – actuale și periglaciare - , care s-au derulat în Depresiunea Transilvaniei și în urma cărora s-a ajuns la actuala morfologie, sunt menționate în capitolul cinci.

În capitolul șase sunt prezentate detaliat tipurile de relief, începând cu cel structural și petrografic, pentru a se continua apoi cu relieful fluvial și antropic.

Ultimul capitol, intitulat *Tendențe în evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei*, se dorește o proiecție a evoluției ulterioare a reliefului, pornind de la situația actuală, chiar dacă acest lucru este unul cu caracter prezumptiv.

Inițial am scris cartea fără să dau definiții și explicații, ale semnificației termenilor folosiți, pentru denumirea proceselor geomorfologice și a formelor de relief, dar ulterior, cu riscul de a avea pe alocuri caracter didactic, le-am introdus pentru a fi accesibilă unui public cât mai variat.

Concepută și scrisă în această manieră cartea *Relieful din Depresiunea Transilvaniei* se adresează atât specialiștilor, cât și publicului larg.

Pentru specialiști lucrarea va constitui, pe de o parte, cel mai vast material științific despre relieful depresiunii, iar pe de alta, un document care poate fi contestat sau care poate reprezenta un punct de plecare pentru noi studii, atât monografice cât și de finețe, de tipul articolelor științifice. Spun aceasta deoarece, subiectul reliefului din depresiune nu a fost epuizat, și nici nu va fi, atât timp cât evoluția lui, prin manifestarea proceselor geomorfologice nu va înceta. În același timp, prin intermediul lucrărilor viitoare, la adresa morfologiei depresiunii, îmi doresc ca acest veritabil Laborator Geomorfologic, am numit astfel Depresiunea Transilvaniei, să fie cunoscut și la nivel internațional pe măsura tainelor pe care le deține.

La rândul său, publicul larg va găsi în această carte un suport științific accesibil, în înțelegerea modului în care s-a format și evoluat relieful celei mai vaste depresiuni din Munții Carpați.

Le mulțumesc tuturor celor care m-au sprijinit și sfătuit în demersul de scriere a acestei cărți. Gândul meu se îndreaptă în primul rând către: referenți – Dr. Muntean Liviu, Dr. Ioan–Aurel Irimuș și Dr. Horvath Csaba - , apoi spre graficianul Fodorean David (cel care a realizat, după fotografiile puse la dispoziție, schițe cu formele de relief, pe care ulterior le-am prelucrat cu un soft GIS, pentru a obține o parte din figuri), către colegii de la Facultatea de Știința și Ingineria Mediului și Facultatea Geografie, din cadrul Universității Babeș-Bolyai (instituție care prin atmosfera științifică creată a contribuit la elaborarea acestei lucrări), precum și spre familia mea, cea care mă inspiră să scriu.

Gheorghe Roșian

CAPITOLUL 1

LOCALIZAREA ȘI LIMITELE DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

Vasta Depresiune a Transilvaniei este situată la interiorul Arcului Carpat, pe teritoriul României. Condițiile de geneză și evoluție a depresiunii au permis, în cele mai multe dintre situații, individualizarea unei limite morfologice obiective. Urmărirea acesteia în teren evidențiază că, nu doar morfologia este cea care face diferența între munte și depresiune, ci și vegetația, solul, regimul de scurgere a apei, modul de utilizare a terenurilor etc.

În contextul de față, cel al delimitării depresiunii pentru un studiu geomorfologic, demersul trebuie realizat conform situației morfotectonice din timpul genezei sale, inclusiv prin raportare la unitățile morfostructurale limitrofe, specifice Orogenului Carpat.

O astfel de poziționare îi asigură una din principalele sale caracteristici, și anume, aceea de depresiune intracarpatică. Ea este delimitată de toate cele trei catene carpatice, precum și de către insulele cristaline din nord-vest.

În partea estică, dintre subunitățile Carpaților Orientali, cu care vine în contact, se remarcă: Munții Țibleșului, Munții Rodnei, Munții Bârgăului, Munții Căliman, Munții Gurghiului, Munții Harghita și Munții Perșani. Pe partea sudică delimitarea este realizată față de Munții Făgăraș, Munții Lotrului, Munții Cindrel și Munții Șureanu (subunități ale Carpaților Meridionali). Pe flancul vestic se remarcă prezența Munților Apuseni, care datorită particularităților evolutive, oferă un traseu mult mai neregulat al limitei, dat în special de către extremitățile răsăritene a Munților Trascău, Muntele Mare, Munții Gilău, Munții Vlădeasa și Munții Meseș (fig. 1. 1).

Aria depresionară, astfel conturată, ocupă o suprafață de 24.651 km² ceea ce reprezintă 10,3% din suprafața României. Ea este drenată de către râuri aparținând bazinelor hidrografice Someș, Mureș și Olt, la care se adaugă cele din bazinului superior al Crișului Repede.

Chiar dacă lucrarea de față nu are ca scop principal trasarea limitelor Depresiunii Transilvaniei, precizarea cu exactitate a acestora este necesară, pentru o mai bună înțelegere a cauzalității și dinamicii unor procese geomorfologice, raportat la forma de relief pe care se derulează.

Stabilirea raporturilor cu unitățile geomorfologice înconjurătoare, în cazul teritoriilor care au avut o evoluție complexă în trecut, necesită acordarea unei atenții

speciale prefacerilor, care au avut loc anterior, ajungerii la o situație mai mult sau mai puțin apropiată de cea actuală.

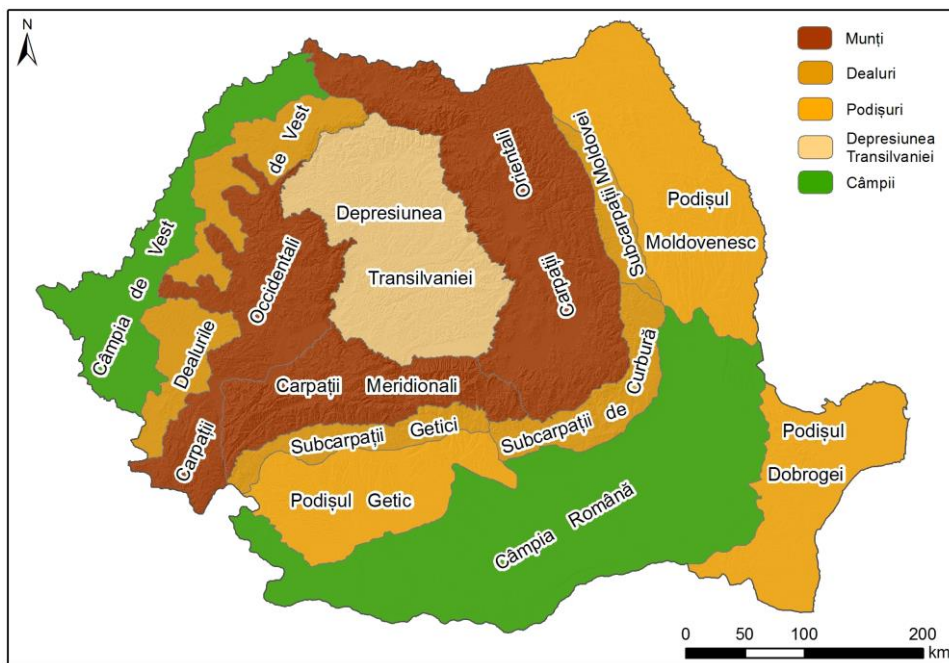


Fig. 1. 1. Localizarea Depresiunii Transilvaniei

Cu toate că în prezent, limitele depresiunii se suprapun unor denivelări morfologice, a căror valoare depășește în multe cazuri 500 – 1.000 m, înainte și în momentul schițării acesteia situația era cu totul alta. Este elocvent, în acest sens modul în care se prezintă litologia formațiunilor mezozoice, atât în perimetrul Bazinului tectonic al Transilvaniei, cât și la contactul cu Munții Carpați. La rândul său, fundamentul precretacic superior al depresiunii apare la suprafață în unitățile înconjurătoare, în timp ce marginile cuvetei au caracterul unor ingresiuni pe un relief aflat în scufundare (Irimuş, 1998), aspect evidențiat și de către procesele de eroziune care s-au desfășurat după aceea. Ulterior orogenezei laramice și a eforturilor sale tectono-morfogenetice s-au prefigurat „noi raporturi ale ramei carpatice (în formare) cu bazinul tectonic transilvan, în lungul releu al transformărilor și deformărilor microplăcilor, al schițării cuvetei și unităților de bordură” (Irimuş, 1998, p. 12).

Ca extindere, actuala Depresiune a Transilvaniei nu corespunde cu unitatea tectonică inițială, a cărei extensiune a fost mult mai mare, deoarece, lanțul vulcanic „format în Terțiar, pe latura sa răsăriteană, a smuls o însemnată fâșie din suprafața propriu-zisă tectonică, atașând-o Carpaților Orientali” (Morariu, 1961, p. 7).

Limitele primordiale ale depresiunii, față de unitatea montană înconjurătoare, au fost prin urmare de natură tectonică, ele conturând primele relații spațiale cu Munții Carpați. Raporturile morfologice, dintre cele două unități, au fost întreținute de schimburi energetice, transfer de masă și „*modulări ale câmpurilor magnetice și gravimetrice, care au condiționat un transfer carpatic în cadrul spațiului depresionar bazinal*” (Irimuş, 2006, p. 110). Catenele carpatice, antrenate ulterior într-o mișcare de ridicare, au furnizat materialul necesar formării depozitelor sedimentare neogene din depresiune.

Cu toate acestea, contactul dintre Depresiunea Transilvaniei și Munții Carpați este bine exprimat morfologic, datorită individualizării unor unități de tranziție, cu caractere structurale și geomorfologice proprii (Popescu, 1990). Pe ansamblu, domeniul de contact morfo-structural circumtransilvan se evidențiază față de unitățile adiacente, în primul rând prin poziția sa de tranziție. Aceasta îi conferă caracteristici geomorfologice tipice, rezultate din interferența tendințelor geomorfologice ale celor două unități. Condiționările bilaterale au condus la existența unor însușiri intrinseci, care totuși sunt diferențiate regional în concordanță cu particularitățile morfostructurale și cu „*rezultantele etapelor de formare a reliefului carpatic și transilvan în zona lor de sutură*” (Popescu, 1990, p. 16).

Prezența munților și existența depresiunilor de contact, conduce la ideea că limita este tranșantă, dar există și sectoare unde ea este arbitrară, datorită interpunerii unor fâșii funcționale de trecere, care au împrumutat din caracterele unităților care vin în contact.

Limita depresiunii cu Carpații Orientali. Ea este rezultatul transformărilor care au avut loc odată cu generarea structurilor vulcanice neogene. Desigur, pe fondul prezenței acestora și a manifestărilor vulcanice specifice, s-au creat condiții favorabile genezei platourilor de aglomerate vulcanice, la contactul dintre munte și depresiune.

Nota de originalitate, a acestei joncțiuni morfologice, este dată de prezența unor depresiuni situate la contactul dintre unitatea montană, de natură vulcanică, și măgurile grefate pe roci mai dure (Culmea Breaza) sau menținute de către aglomerate vulcanice (Dealul Bichiș Dealul Șiclod, Dealul Firtuș, Dealul Rez etc.). Rețeaua hidrografică consecventă reliefului munților vulcanici și platourilor de aglomerate andezitice, și-a păstrat direcțiile principale de curgere spre vest și după ce au ajuns, în urma adâncirii, la depozitele sedimentare neogene cutate (Mac, 1972).

Mai precis, începând de la nord-vest spre sud-est, limita urmărește contactul dintre Depresiunea Târgu Lăpuș și subunități ale Podișului Someșan (Dealurile Ciceului și Dealurile Năsaudului), față de Munții Țibleșului și Munții Rodnei, apoi pe cel dintre Dealurile Bistriței și Munții Bârgăului și Munții Căliman (fig. 2. 3 și 2. 10), pentru ca între Mureș și Olt să urmeze contactul dintre Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt și Munții Gurghiu, Munții Harghita și Munții Perșani (fig. 2. 11).

La nivelul Depresiunii Lăpuș limita față de Carpații Orientali începe de la nord de următoarele localități: Stoiceni, Costeni, Cupșeni, Ungureni, Lăpuș, Groșii Țibleșului, Larga și Molișet (fig. 2. 9).

În continuare, înșeuarea de la est de Larga face trecerea spre localitatea Molișet, poziționată pe teritoriul Dealurilor Ciceului (subunitate a Podișului Someșan). Spre est, limita dintre Carpații Orientali și Podișul Someșan, urmărește bazinele depresionare în care sunt localizate așezările: Șendroaia, Suplai (pe Valea Țibleșului), Bichigiu și Telciu (pe Valea Sălăuța). În continuare limita trece prin localitățile Parva (pe Valea Rebrei) și Sângeorz-Băi (pe Valea Someșului Mare). Între Molișet și Telciu limita separă Dealurile Ciceului de Munții Țibleș, iar între Telciu și Sângeorz-Băi Dealurile Năsăudului (subunitate a Podișului Someșan) de Munții Rodnei (fig. 2. 3).

Dealurile Bistriței (Gârbacea, 1957), vin în contact cu două subunități ale Carpaților Oriental: Munții Bârgăului, între Valea Someșului Mare și Valea Bistriței (Ardelene), respectiv Munții Călimani între Valea Bistriței și Valea Mureșului. Limita urmărește așezările: Ilva Mică (pe Valea Someșului Mare), Josenii Bârgăului (pe Valea Bârgăul), Cușma, Budacul de Sus (pe Valea Budacul), Ardan (pe Valea Ardanului), Sebiș (pe Valea Șieul), Gledin, Vătava și Dumbrava pentru a ajunge în cele din urmă la est de Deda, în Valea Mureșului (fig. 2. 10). Ea are astfel un traseu orientat nord-sud, între Ilva Mică și Ardan, respectiv nord-vest sud-est, între Ardan și Deda.

În aceeași parte estică, dar la sud de Mureș, limita a fost trasată urmărind contactul unității cunoscute sub denumirea de Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, cu subunitățile Carpaților Orientali (Munții Gurghiu, Munții Harghita și Munții Perșani).

În concordanță cu particularitățile oferite de teren, limita are o orientare nord-sud între Mureș și Valea Gurghiului, după care primește o orientare NNV-SSE până la înșeuarea existentă pe interfluviul dintre Homorodul Mic și Vârghiș. Începând din Valea Mureșului în nord, ea se înscrie pe la est de localitățile Deda, Rușii Munți (pe Valea Cașva), Glăjărie, Ibănești (pe Valea Gurghiului), Eremitu (pe Valea Nirajului), Sovata, Praid (pe Valea Târnava Mică), Corund (pe Valea Corundului), înșeuarea de la Păuleni, Dealu (la poalele Dealului Laz de 1.007 m), Zetea (pe Valea Târnava Mare), Văleni (pe Valea Goromul). De la localitatea Văleni limita, ușor sinuoasă, urmează un traseu pe direcție vest-est urmărind bazinele de eroziune, Călugăreni și Lueta (Mac, 1972). Între Deda și Zetea limita separă Dealurile Est-Transilvane de Munții Gurghiului, iar între Zetea și Lueta de Munții Harghita (fig. 2. 11).

În continuare, la sud de Munții Harghita, limita urmează contactul dintre Dealurile Est-Transilvane și Munții Perșani. Ea trece pe versantul stâng al Homorodului Mic, urmărind bazinele în care sunt localizate așezările Merești, Crăciunel, Ocland, Satu Nou, Jimbor, Mercheașa și Homorod, pentru ca apoi să

urmărească Valea Oltului până la îngustarea de la Veneția de Jos. În aval de această localitate, cu toate că se face trecerea în Depresiunea Făgăraș, limita urmărește vestul Munților Perșani (până la Valea Șercaia) pe aliniamentul localităților: Hoghiz, Cuciulata, Comăna de Sus, Veneția de Sus, Grid, Perșani, respectiv Șinca Veche (fig. 2. 12).

Limita depresiunii cu Carpații Meridionali. În partea sudică, Depresiunea Transilvaniei vine în contact cu grupe montane ale Carpaților Meridionali (Făgăraș, Lotrului, Cindrel și Șureanu), prin intermediul depresiunilor Făgăraș, Sibiu, Săliște și Apold. Sub aspect morfologic, contactul cu muntele este evidențiat în principal de: abrupturi structurale, de complexe de glacisuri, precum și de lărgirea bruscă a văilor la ieșirea în depresiuni.

Contactul dintre Depresiunea Făgăraș și Carpații Meridionali se poate urmări între localitățile Șinca Veche și aliniamentul Boița-Tălmăcel. În acest caz, trecerea de la culmile marginale montane, specifice unității carpatice de bordură, spre relieful mai coborât al depresiunii, se realizează prin mijlocirea a două niveluri de umeri, localizate de obicei la altitudinile de 750 – 850 m și 650 – 700 m (Popescu, 1990). Autorul citat mai subliniază că acestea rămân suspendate, comparativ cu depresiunea, nivelului superior revenindu-i rolul de a realiza limita dintre munte și depresiune. În aceste condiții, de la vest de Șinca Veche, limita se înscrie pe la sud de localitățile Șercăița, Bucium, Mărgineni, Sebeș, Dejani, Breaza, Lisa, Viștea de Sus, Victoria, Arpașul de Sus, Cârțișoara, Porumbacu de Sus, Avrig, Mârșa, Sebeșul de Sus, Sebeșul de Jos, Turnu Roșu, Boița și Tălmăcel (fig. 2. 12).

În continuare, în partea sudică a Depresiunii Transilvaniei, limita față de Carpații Meridionali a fost urmărită la nivelul depresiunilor Sibiu, Săliște și Apold. Sub aspect morfologic, pe latura sudică, cele trei depresiuni sunt dominate de un abrupt de 300 – 450 m, în cuprinsul căruia, formațiunile cristalino-mezozoice ale Munților Lotrului, Cindrelului și Șureanu, vin în contact cu formațiunile sedimentarului neogen, de obicei la altitudini absolute de 550 – 600 m (Sandu, 1998).

Limita morfologică este evidențiată și de lărgirea bruscă a văilor la ieșirea în depresiuni, la care se adaugă existența unui șir de așezări compacte, poziționate la contactul cu muntele: Tălmăcel, Sadu, Cislădioara, Rășinari, Poplaca, Gura Râului, Orlat, Fântânele, Sibiel, Vale, Săliște, Apoldu de Sus, Dobârca, Gârbova, Cărpiniș, Deal, Dumbrava, Petrești etc. (fig. 2. 13).

Prezența unităților depresionare amintite, la interfața dintre Carpații Meridionali și Depresiunea Transilvaniei (cu toate că sub aspect regional aparțin acesteia), le determină în cele din urmă nota de specificitate, aceea de depresiuni de contact, edificate la întâlnirea a două unități morfostructurale distincte. Acestea, la fel ca orice teritoriu de contact, au înregistrate în caracterele lor, trăsăturile evolutive ale unităților între care s-au format, dar îndeosebi pe cele ale unității mai tinere și mai puțin consolidate, în pofida căreia au fost sculptate (Popescu, 1990).

Limita depresiunii cu Munții Apuseni. În partea vestică, Depresiunea Transilvaniei se extinde până la subunitatea Carpaților Occidentali, cunoscută sub denumirea de Munții Apuseni. Între masivele acestora din urmă, care vin direct în contact cu unitatea depresionară, se remarcă: Munții Metaliferi (prin subunitatea Munceilor Vințului), Munții Trascăului, Muntele Mare, Munții Gilăului, Munții Vlădeasa și Munții Meseșului.

Între Vințu de Jos și Turda, limita urmărește contactul dintre Culoarul Turda-Alba Iulia și Podișul Măhăceni și Munții Apuseni, pe un aliniament situat la vest de așezările: Vințu de Jos, Vurpăr, Alba Iulia, Micești, Șard, Ighiel, Țelna, Craiva, Tibru, Galda de Sus, Cetea, Geoagiu de Sus, Geomal, Gârbova de Sus, Magina, Livezile, Poiana Aiudului, Rachis, Podeni, Pietroasa, Moldovenești, Cornești, Cheia și Turda (fig. 2. 14).

Spre nord, între Turda și Gilău (confluența Someșului Mic cu Căpușul) limita este dată de contactul Depresiunii Hășdate-Vlaha cu Muntele Mare și Munții Gilăului. La ieșirea din unitatea montană râurile prezintă sectoare mai largi, favorabile în cele mai multe cazuri amplasării localităților. Limita urmărește în acest caz extremitatea vestică a localităților: Sândulești, Tureni, Petreștii de Jos, Livada, Surduc, Făgetu Ierii, Cacova Ierii, Mașca, Băișoara, Săcel, Liteni, Hășdate, Finișel, Stolna, Luna de Sus și Gilău (fig. 2. 15).

Între localitățile Gilău și Căpușul Mic, funcția de limită este atribuită Culoarului Căpușului. Aceasta urmărește partea sudică a localității Dumbrava, pentru a se continua apoi prin extremitatea sudică a Podișului Păniceni și a Depresiunii Huedinului. Limita față de Munții Gilăului se înscrie pe aliniamentul localităților: Păniceni, Bedeciu, Mănăstireni, Văleni, Călățele, pentru ca mai departe să fie trasată față de Munții Vlădeasa pe raza localităților Mărgău, Bociu, Alunișu și Morlaca (fig. 2. 16).

Extremitatea nord-estică a Munților Apuseni, cunoscută sub denumirea de Munții Meseș (împreună cu Dumbrava Brebi de 557 m, poziționată între văile Brebi, Agrij și Someș), se delimitează de spațiul depresionar pe următorul aliniament: Hodișu, Huta, Sângeorgiu de Meseș, Bozna, Treznea, Ciumărna, Stâna, Jac, Creaca, Ciglean și Jibou (fig. 2. 17).

Limita depresiunii cu Masivul Dealul Mare (Țicău), Masivul Preluca, Dealul Dumbrava, Măgura Șatra și Depresiunea Guruslău. În partea de nord-vest limita Depresiunii Transilvaniei este marcată printr-o succesiune de masive de șisturi cristaline, între care se remarcă în Masivul Dealul Mare (Culmea Țicăului), Masivul Preluca și Dealul Dumbrava (înconjurată preponderent de depozite terțiare), la care se adaugă Depresiunea Guruslău. Masivele de șisturi cristaline enumerate alcătuiesc împreună Jugul Intracarpatic, așa cum a fost denumit de Munteanu-Murgoci (1924), termen preluat și mediatizat ulterior de Mihăilescu (1934, 1936, 1937 etc.). Modul de dispunere spațială și relațiile cu teritoriile adiacente denotă o

structură în blocuri, mult mai evidentă pentru această parte a depresiunii în comparație cu celelalte (Ciupagea et al., 1970).

Teritoriul ocupat de insulele cristaline, prin parametrii săi morfografici și morfometrici, la care se adaugă poziția sa, în partea de nord-vest a Depresiunii Transilvaniei, se înfățișează sub forma unui complex teritorial cu funcție dublă, sub aspect geomorfologic. Pe de o parte, are rol de legătură între Munții Apuseni și Carpații Orientali, în timp ce pe alta, îndeplinește funcția de separare a Depresiunii Transilvaniei față de Dealurile de Vest. Acest fapt a condus la diferențe de opinie, sub aspectul încadrării sale la o unitate sau alta, ori să poată fi considerat o unitate cu o identitate proprie (Pop, 2001). În cele mai multe cazuri, se consideră că sunt situate în afara Depresiunii Transilvaniei, jalonând-o doar prin clinele orografice, care o încadrează spre nord-vest (Savu, 1973).

Pentru acest aliniament nord-vestic, limita se prelungește de la Jibou spre nord, urmărind partea estică a Depresiunii Guruslău pe aliniamentul localităților: Rona, Husia, Someș Guruslău, Trainiș, Năpradea și Cheud (fig. 2. 3). Din Depresiunea Guruslău, ea se continuă spre est, printr-un șir de bazinete depresionare de eroziune, plasate la nord de cuestele și abrupturile structurale (date de către monoclinul depozitelor eocen-oligocene), caracteristice părții de nord-vest a Podișului Someșan (Savu, 1963). Prezența acestor bazinete depresionare schițează „*nu numai o denivelare bruscă față de podiș, ci și un veritabil uluc compartimentat, de separație față de insulele cristaline Prisaca, Dealu Mare și Preluca*” (Savu, 1973, p. 31).

Între aceste bazinete depresionare, conform sursei citate, se remarcă: Văducele - poziționat la baza abruptului structural al Dealului Poieniței (512 m); Fericea - încadrat de cristalinul Prisăcii (626 m) precum și de creasta calcaroasă Tămâița (655 m) - Prisnel (651 m) - Cornul Pleșei (558 m); Vărai - între Cornul Pleșei și Chicera Mare (567 m); Valea Morii - între martorul structural Dealul Marginea (570 m) și Vârful Purecoaia (565 m).

La est de Valea Morii intervine o complicație în delimitare, deoarece linia fronturilor de cuestă, mai intens fragmentată, se continuă spre est „*străjuind defileul epigenetic al Lăpușului, ai cărui afluenți de pe stânga, obsecvenți, subminează abruptul structural al cuestelor printr-o eroziune activă (V. Prislopului, V. Bișului, V. Gadelui, V. Șălăniței, V. Vimei). Luat în mare, culoarul relativ larg al Lăpușului, în planul său superior, în care valea s-a încleștat apoi epigenetic, cu nenumărate meandre încăturate în cristalinul Prelucii, poate fi considerat ca uluc depresionar de contact. Limita nordică a Podișului Someșan urmează deci linia cuestelor din Piciorul Sfîinii (517 m), D. Prihodului (548 m), D. Româneștilor (507 m), Vf. Podului (539 m), D. Sălăniții 461 m. Legătura culoarului Lăpușului cu șirul de depresiuni menționate, se face prin intermediul înșeuării de sub Vf. Purecoaia, în care este cantonat satul Prislop*” (Savu, 1987, în Geografia României, III, 1987, p. 32).

Din amonte de intrarea Lăpuşului în defileu, la localitatea Răzoare, limita se continuă pe la vest de aşezările Borcut şi Dumbrava, separând Depresiunea Lăpuş de Dealul Dumbrava, pentru a ajunge la Stoiceni (fig. 2. 9), de unde începe contactul cu Carpaţii Orientali, prin intermediul Munţilor Țibleşului.

Prin alegerea acestui traseu al limitei, am încercat să urmăresc, pe cât posibil, contactul morfologic dintre cristalin şi sedimentar, aşa cum am procedat şi în alte situaţii, cu toate că pe acest sector, el este mai puţin reliefat şi mai dificil de urmărit.

În încheiere trebuie subliniat că, în funcţie scara la care sunt abordate, relaţiile spaţiale dintre Depresiunea Transilvaniei şi Munţii Carpaţi sunt complexe şi se definesc prin raporturi: tectono-structurale, morfologice, morfohidrografice, biopedogeografice şi morfo-antropice.

CAPITOLUL 2

UNITĂȚILE MORFOSTRUCTURALE ALE DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

Cu toate că teritoriul studiat este unul depresionar, din punct de vedere geomorfologic el nu este uniform, motiv pentru care au fost delimitate numeroase unități morfostructurale.

Dintre cercetătorii care au avut preocupări, în regionarea geomorfologică integrală, a Depresiunii Transilvaniei, se remarcă: Mihăilescu (1957, 1966), Tufescu (1966a), Coteț (1973), Geografia României, III (1987), Morariu et al. (1980), Irimuş (1998), Ielenicz (1999), Pop (2001), Badea (2006) etc.

Pornind de la cele specificate de autorii menționați și de la observațiile efectuate în teren, pentru Depresiunea Transilvaniei au fost deosebite două unități morfostructurale majore (fig. 2. 1): Depresiunile de contact și dealurile înalte peritransilvane (Morariu et al., 1980) sau **Dealurile și Depresiunile Submontane** (Geografia României, III, 1987) și **Podișul Transilvaniei** (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001 etc); ele mai poartă și denumirea de Unitatea Centrală, respectiv Unitatea Marginală (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001).

S-a ajuns astfel, prin geneză și evoluție, ca în Depresiunea Transilvaniei să existe un relief concentric, care înclină și descrește altitudinal spre partea centrală, reprezentat de: Dealurile și Depresiunile Submontane (mai înalte) și Podișul Transilvaniei (mai coborât altitudinal), iar în interiorul acestuia, teritoriile din vecinătatea văilor mari îmbracă forma de dealuri și coline (Morariu et al. 1980).

Alături de cercetătorii care au abordat sub aspect regional întreaga Depresiune a Transilvaniei, se remarcă și cei care și-au îndreptat studiile, doar asupra unor porțiuni ale acesteia: Gârbacea (1957), Posea (1962a), Savu (1963), Mac (1972), Josan (1979), Popescu (1990), Grecu (1992), Raboca (1995), Irimuş (1998), Sandu (1998), Muntean (2004), Baci (2006), Hosu (2009) Gârbacea (2015) etc.

Modul cum au delimitat ei, teritoriile respective, servește la împărțirea marilor unități morfostructurale în subunități de rang inferior.

Dintre cele două unități, cea care dă nota de specificitate a depresiunii este **Podișul Transilvaniei**. Comparativ cu acesta, **Dealurile și Depresiunile Submontane** au în majoritatea cazurilor și caracteristici comune grupelor Munților Carpați, cu care vin în contact. Această afirmație este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălțimi și caracteristici montane (Dealul Bichiș Dealul Șiclod, Dealul Firtuș etc.), cât și pentru Depresiunile Submontane, care sunt

influențate de prezența muntelui din apropiere (Depresiunea Praid-Sovata, Depresiunea Săliște etc.).

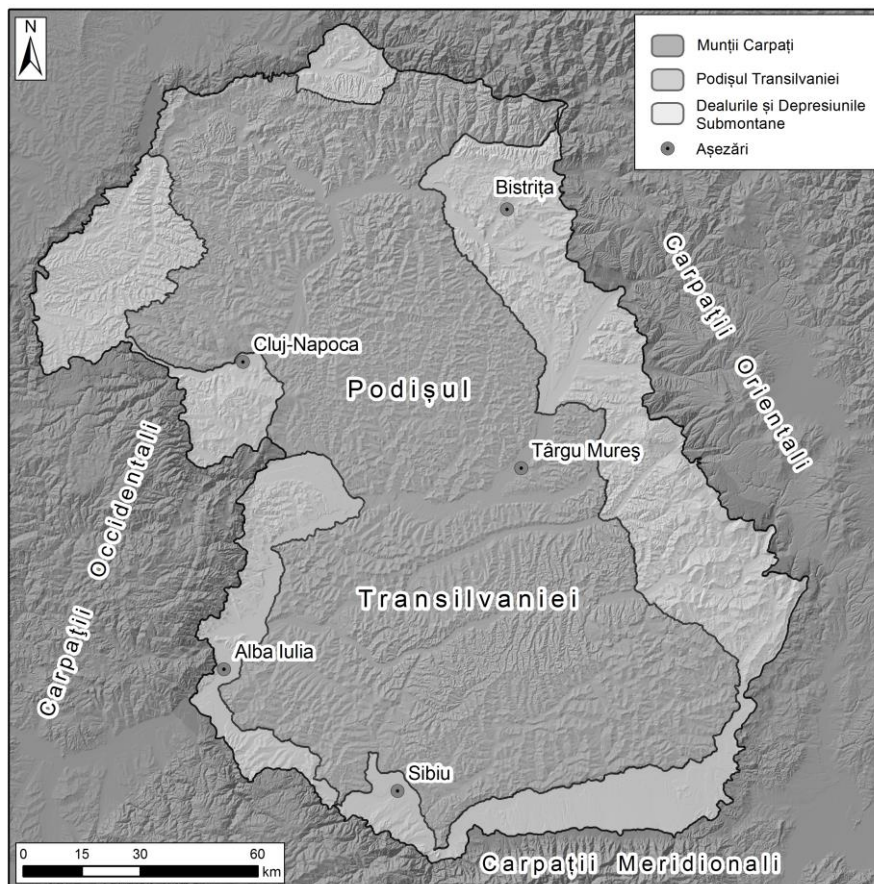


Fig. 2. 1. Unitățile morfostructurale majore ale Depresiunii Transilvaniei

Prezența acestui capitol, în prima parte a lucrării, o consider necesară, întrucât permite familiarizarea cititorului cu subunitățile depresiunii, cele în cuprinsul cărora sunt localizate formele de relief specifice, care vor fi prezentate sub aspect tipologic.

2.1. PODIȘUL TRANSILVANIEI

El are în componență partea centrală a Depresiunii Transilvaniei. Denumirea de podiș vine de la morfologia caracteristică unor unități morfostructurale ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna Gârbou etc.) și Podișului Târnavelor (Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor etc.).

Caracterul de podiș este conferit și de maniera în care sunt dispuse depresiunile, de la contactul cu muntele, și culoarele văilor interioare, care sunt mult

adâncite sub nivelul suprafețelor interfluviale. Acest fapt care le conferă celor din urmă „un caracter de relativă suspendare, adică de podiș” (Morariu et al, 1980, p. 2). Autorii citați, menționează în continuare că, trăsăturile de podiș sunt accentuate pentru părțile centrale de netezimea și nivelul altimetric uniform al culmilor, fapt explicabil prin prezența suprafețelor structurale și a fragmentelor rămase din suprafața primordială a depresiunii, existentă după ultima exondare.

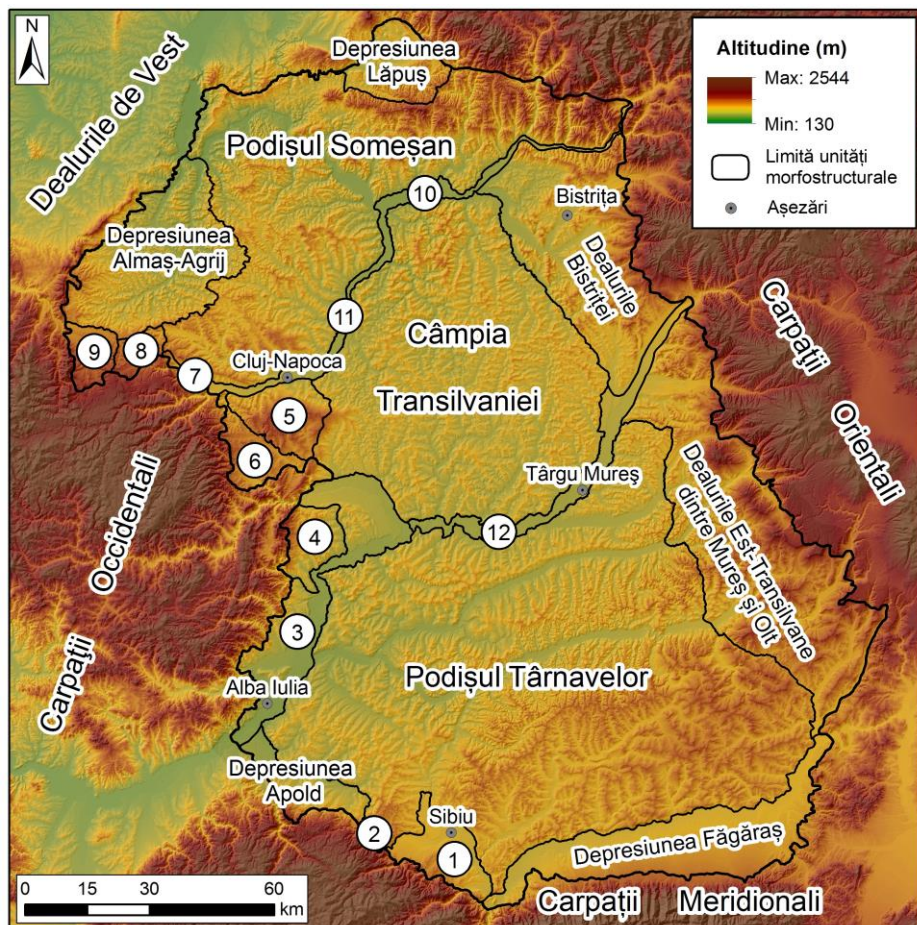


Fig. 2. 2. Subunitățile morfostructurale ale Depresiunii Transilvaniei; 1 – Depresiunea Sibiului, 2 – Depresiunea Săliște, 3 – Culoarul Turda – Alba Iulia; 4 – Podișul Măhăceii; 5 – Masivul Feleacului; 6 – Depresiunea Hășdate – Vlaha; 7 – Culoarul Căpușului; 8 – Podișul Păniceni; 9 – Depresiunea Huedin; 10 – Culoarul Someșului Mare; 11 – Culoarul Someșului Mic; 12 – Culoarul Mureșului

În cadrul Podișului Transilvaniei există deosebiri evidente ale morfologiei, diverselor unități morfostructurale, lucru ilustrat și de faptul că pe suprafețe considerabile morfologia inițială de podiș nu s-a mai păstrat. De exemplu, teritoriul

cuprins între Someșuri și Târnava Mică, datorită prezenței nivelului de bază coborât al Mureșului, a evoluat sub aspect morfologic, până la stadiul de dealuri sau coline (Morariu et al., 1980). Comparativ cu această situație, între Târnava Mică și Olt, precum și la nord de cele două Someșuri, morfologia de podiș este mult mai bine conservată (Morariu et al., 1980).

În Podișului Transilvaniei există trei unități morfostructurale principale (fig. 2. 2): Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor. Ele sunt caracterizate de o morfologie distinctă, rezultată îndeosebi în urma adaptării văilor la structură și litologie, adaptare care a dictat ulterior și evoluția versanților. Pentru o abordare completă a spațiului din interiorul limitelor podișului, la cele trei unități trebuie adăugate și sectoarele de culoar de vale care le delimitează; în categoria lor se includ: Culoarul Someșului Mare (sectorul Beclean-Dej), Culoarul Someșului Mic (sectorul Gilău-Dej) și Culoarul Mureșului (sectorul Reghin-Gura Arieșului).

2.1.1. Podișul Someșan

Localizare. El este poziționat în partea nord-vestică a Podișului Transilvaniei, fiind bine delimitat morfologic de unitățile morfostructurale înconjurătoare.

La nord limita acestuia începe din Depresiunea Guruslău, aparținătoare Dealurilor de Vest (subunitatea Dealurile Silvaniei), pentru ca apoi să urmărească bazinetele depresionare de eroziune, localizate la sud Jugul Intracarpatic (reprezentat prin Masivul Dealul Mare sau Țicău, Masivul Preluca și Dealul Dumbrava) și la nord de fronturile de cuestă și abrupturile structurale, date de către monoclinul depozitelor eocen-oligocene, existente în partea de nord-vest a Podișului Someșan. Pe acest sector limita trece prin localitățile Cheud, Fericea, Vărai și Prislop, pentru a se continua apoi pe versantul stâng al Defileului Lăpușului până la Răzoare, așezare situată în extremitatea vestică a Depresiunii Lăpuș. În continuare, limita nordică a Podișului Someșan urmărește aliniamentul localităților din sudul Depresiunii Lăpuș: Vălenii Lăpușului, Rohia, Boiereni, Agrieșel și Larga. Mai departe, limita se continuă spre est urmărind contactul Podișului Someșan cu Munții Țibleșului și Munții Rodnei, prin intermediul unor curmături și bazinete depresionare, situate de-a lungul următoarelor localități: Molișet, Șendroaia, Suplai, Bichigiu, Telciu (situat pe Valea Sălăuța, cea care delimitează Munții Țibleșului de Munții Rodnei), Parva și Sângeorz-Băi.

Limita estică este mult mai clară, sub aspect morfologic, ea fiind dată de culoarele de vale ale Someșului Mare și Someșului Mic, cele care separă Podișul Someșan de Dealurile Bistriței (până la confluența Someșului Mare cu Șieul) și Câmpia Transilvaniei. Culoarul Someșului Mare începe să aibă semnificație în acest sens, începând de la Sângeorz-Băi și până la Dej, unde are loc confluența cu Someșul

Relief. Podișul Someșan reprezintă una dintre cele mai extinse și complexe unități morfostructurale din Depresiunea Transilvaniei. În același timp, prin morfologia sa, el corespunde cel mai fidel conceptului de podiș, deoarece se dezvoltă pe o cuvertură de sedimentar, dominant monoclinală, la care se adaugă structuri anticlinale și sinclinale, slab conturate și evidențiate ca forme de relief (Geografa României, III, 1987).

Sub aspect morfologic, podișul reprezintă o asociere complexă de unități deluroase înalte, care deși au fost intens modelate, de către procesele geomorfologice, păstrează influențele structurilor monoclinale (Savu, 1963), și unități depresionare joase, sub formă de culoare de vale sau bazine modelate fluvial.

Relieful Podișului Someșan este în mare parte rezultatul dispunerii monoclinale a straturilor, care înclină, cu câteva grade, către interiorul Depresiunii Transilvaniei. De asemenea, pe latura nord-estică depozitele sunt ușor cutate, pentru ca în vest și sud-vest structura să fie aproape tabulară (Savu, 1963). Influența structurilor monoclinale se menține în relief mai ales prin intermediul cuestelor, rezultate în urma modelării fluviale, cea care a compartimentat intens suprafața inițială, rămasă în urma exondării. Prezența structurilor monoclinale și tabulare, pe cea mai mare parte a podișului, a determinat caracteristicile morfologice de ansamblu a acestei subunități, motiv pentru care predomină formele structurale.

Modul diferențiat de sedimentare a depozitelor paleogene și neogene, față de aria de inflexiune, pe care s-a instalat apoi cursul Someșului (între Dej și Jibou), a determinat ca formele specifice reliefului structural să se desfășoare concentric (sub formă unui arc de cerc, cu centrul localizat la Gherla), fiind menținut îndeosebi pe straturile rezistente la eroziune (Savu, 1963).

Alături de condițiile structurale se remarcă și cele litologice, caracterizate de o succesiune foarte variată ca facies și duritate. Relieful petrografic este mai degrabă unul de detaliu, făcând-se remarcat îndeosebi acolo unde elementele structurale de tipul monoclinurilor, anticlinalelor și sinclinalelor sunt slab reprezentate (Savu, 1963). Evident este în acest caz relieful carstic, din Podișul Purcăreț-Boiu Mare, caracterizat de prezența platourilor cu doline și a văilor carstice, la care se adaugă relieful dezvoltat pe gresii și conglomerate.

Alături de morfologia de ansamblu a Podișului Someșan se remarcă și cea de detaliu, în special pe suprafața versanților, unde, pe fondul unor condiții propice, se întâlnesc forme de relief generate de procesele de deplasare în masă (Bilașco et al., 2011), precum și procesele de scurgere cu caracter torențial al apei. De asemenea, dinamica albiilor râurilor, care drenează podișul, contribuie și ea într-o manieră specifică la evoluția reliefului.

Subunități. Cu toate că la modul general predomină caracteristicile morfologice de podiș, analizat în detaliu Podișul Someșan relevă existența unor

subunități morfostructurale, care prin câteva note de specificitate, se individualizează fiecare în manieră proprie. Ele sunt următoarele: Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Ciceului, Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului, Dealurile Șimișna-Gârbou, Dealurile Clujului și Dejului și Culoarul Someșului (Savu, 1963; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001).

În continuare vor fi prezentate pe scurt limitele și caracteristicile geomorfologice ale fiecărei unități morfostructurale componente.

Podișul Purcăreț-Boiu Mare este localizat în partea apuseană a Podișului Someșan, fiind delimitat în vest și sud de Culoarul Someșului (sectorul Cheud - Cășeu). În nord urmărește aproximativ aliniamentul localităților: Cheud, Fericea, Vărai și Prislop, Răzoare, Vălenii Lăpușului, Vima Mică, Vima Mare, Coroieni, Dealul Mare și Măgoaja, cel care îl delimitează de Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca, Depresiunea Lăpușului și de Culmea Breaza, iar în est se extinde până la Valea Sălătrucului.

Sub aspect geomorfologic, partea vestică a acestei unități morfostructurale, cunoscută sub denumirea de Culmea Prisnel (cu altitudinea de 651 m în Vârful Prisnelu), se prezintă sub forma unei creste structurale, de tip front de cuestă, fragmentată de pâlnii cataclinale cu aspect de amfiteatru, așa cum este și cea în care se află localitatea Vădurele (Geografia României, III, 1987). La est de această creastă, relieful se prezintă sub forma unui platou calcaros, unde calcarele eocene sunt însoțite și de formațiuni miocene, rezultând un relief specific. Între văile Ileanda și Poienii morfologia este dictată de prezența anticlinalului Dăbâceni – Baba, care a fost parțial exhumat de sub formațiunile miocene.

Diferențieri morfologice se înregistrează și pe direcția nord-sud, în sensul că Podișul Purcăreț – Boiu Mare prezintă două sectoare distincte: nordic (mai înalt și mai intens fragmentat) și sudic (mai coborât altitudinal și mult mai unitar) (Geografia României, III, 1987).

Sectorul nordic este mai fragmentat, deoarece a fost modelat fluvial de către afluenții Lăpușului, Bârsăului și Someșului, cei care l-au transformat într-un aliniament de martori structurali și de eroziune, sculptați pe calcare priaboniene, separați de înșeuări. Acolo unde suprafețele sunt mai extinse și cu înclinări sub 5° se remarcă prezența dolinelor, în care se scurg apele din precipitații.

Sectorul sudic, mai coborât altitudinal, cu 50 – 100 m față de primul, are un relief divers dictat de litologie și de modelarea fluvială, prin intermediul afluenților de dreapta ai Someșului. Se remarcă în acest sens relieful carstic format pe calcarele priaboniene, care se extind în sud până la limita localităților: Cozla, Purcăreț, Mesteacă, Boiu Mare, Românești și Sălnița (Geografia României, III, 1987). Relieful carstic este unul de platou cu lapiezuri, doline și văi carstice, la care se adaugă izvoare descendente sau izbucuri, la limita dintre calcare și argilele eocen inferioare.

La traversarea depozitelor de calcare, văile prezintă scurte sectoare de chei; dintre acestea se remarcă: Frâncenilor, Poiana (Cheile Babei), Goștila etc. În spatele sectoarelor de îngustare, văile prezintă bazine păstrate, sub forma unor mici depresiuni, în care s-au creat condiții favorabile pentru așezări (Purcăreț, Luminișu, Baba, Goștila etc.).

Dealurile Ciceului sunt poziționate la est de unitatea precedentă, de care le delimitează Valea Sălătrucului, iar în est se extind până la Valea Sălăuței. În sud merg până la Culoarul Someșului (sectorul Cășeu - Dej) și Someșului Mare (sectorul Dej - Salva). La nord se întind până la Culmea Breaza, Depresiunea Lăpuș și Munții Țibleș, aproximativ pe aliniamentul dat de localitățile: Măgoaja, Strâmbu, Breaza, Agrieșel, Larga, Molișet, Șendroaia, Suplai, Bichigiu și Telciu.

Relieful este pe de o parte rezultatul modelarii fluviale, a formațiunilor miocene, iar pe de alta efectul prezenței eruptivului de la Ciceu. Acesta din urmă se prezintă sub forma unei culmi orientate nord-vest – sud-est, dominând relieful înconjurător prin intermediul unor vârfuri cu altitudini de peste 700 m (Vârful Pietrei 724 m, Măgura 753, Ciceu Spânzei 733 m, Colțul Pietrelor 705 m etc.). Legat de eruptiv se remarcă și prezența orizonturilor de tuf badenian, care este mai rezistent la eroziune decât marnele, argilele și nisipurile cu care alternează, fapt ce determină o morfologie specifică la nivelul versanților sau al albiilor, care îl intersectează.

La rândul său, relieful fluvial este influențat în mare măsură de structura geologică, reprezentată de prezența unui larg sinclinoriu, în cadrul căruia, de la nord la sud, se succed cel puțin două anticlinale și sinclinale, orientate în sensul Culmii Breaza (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, la intersectarea sinclinalelor, de către văile care vin dinspre Culmea Breaza (Sălătruc, Conciului și Valea Mare) și Munții Țibleș (Ilișua și Țibleș), se formează sectoare mai largi, cu aspect de bazine depresionare, îndeosebi acolo unde râurile principale au confluențe cu afluenții veniți dinspre est sau din vest.

Culmea Breaza se află în extremitatea nordică a Podișului Someșan, dominând altitudinal atât Depresiunea Lăpușului, situată la nord, cât și Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Ciceului, localizate la sud de ea. În nord se extinde până la aliniamentul localităților: Vima Mică, Vălenii Lăpușului, Rohia și Boiereni, pentru a se continua apoi spre est, până la înșeuările care separă bazinele de obârșie ale văilor: Rohia, Periac și Valea Mare (situate la nord de localitatea Breaza). În est este limitată de Valea Mare, care o desparte de Dealurile Ciceului. În sud se învecinează atât cu Dealurile Ciceului, pe aliniamentul Huta, Strâmbu, Măgoaja, cât și cu Podișul Purcăreț-Boiu Mare, urmărind aproximativ localitățile: Dealul Mare, Coroieni și Vima Mare. În vest vine în contact tot cu Podișul Purcăreț-Boiu Mare, pe limită fiind situate așezările Vima Mare și Vima Mică.

Sub aspect morfologic se prezintă sub forma unei culmi unitare, menținute la altitudini de peste 700 m (Dealul Vimii 777 m, Vârful Aruncașu 788 m, Dealul

Arțărișului 803 m, Vârful Alunișu 933 m și Vârful Breaza 974), cu excepția unor înșeuări, așa cum este cea de la Coroieni (507 m) și de la Măgoaja (697 m). Înălțimile respective se mențin datorită existenței rocilor rezistente la eroziune, reprezentate de gresii și conglomerate, dispuse sub forma unui sinclinal suspendat (Geografia României, III, 1987). Spre periferia culmii versanții prezintă declivități mai reduse (în medie 10 – 15°), din cauza existenței depozitelor de versant de tipul glacisurilor, rezultate în urma proceselor de deplasare în masă, care au afectat conglomeratele slab cimentate, specifice Formațiunii de Hida (Geografia României, III, 1987).

Dealurile Năsăudului reprezintă compartimentul estic al Podișului Someșan. Spre nord se extind până la Munții Rodnei, de care sunt delimitați pe aliniamentul următoarelor localități, poziționate în bazinele depresionare de contact: Telciu, Parva și Sângeorz-Băi. Depresiunile de contact, în care sunt localizate așezările menționate, se leagă între ele prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat și compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, față de culmile sudice ale Munților Rodnei (Geografia României, III, 1987). Limita estică și sudică este dată de Culoarul Someșului Mare (sectorul Sângeorz-Băi – Salva), în timp ce limita vestică de Valea Salva (sectorul Telciu - Salva).

Relieful este rezultatul modelării fluviale, prin intermediul râurilor care vin din Munții Rodnei și a afluenților acestora. Se deosebesc în acest sens culoare de vale bine individualizate, așa cum sunt cele ale râurilor Sălăuța, Gersa, Rebra, Valea lui Dan și Feldrișel, separate de culmi interfluviale prelungi, orientate nord-sud, care îi dau acestei subunități aspectul de platformă, pe care Gârbacea (1957) o numește Platforma Năsăudului. Culmile interfluviale principale se mențin la altitudini medii de 750 – 900 m, iar cele secundare, dintre afluenți râurilor care provin din Munții Rodnei, la altitudini de 550 – 600 m, de unde și caracterul de muscele a acestora.

Pe fondul morfologiei generale se remarcă și forme de relief structural și petrografic. În jumătatea nordică a Dealurilor Năsăudului, formațiunile oligocenului fiind dispuse monoclinale, cu înclinări de 15 – 20°, au favorizat apariția suprafețelor structurale (menținute la altitudini de 850 – 900 m), care spre nord prezintă fronturi de cuestă, evidențiate de afluenții văilor consecvente (Geografia României, III, 1987). În extremitatea estică a acestei subunități se remarcă prezența rocilor vulcanice de tipul dacitelor, reliefate sub forma unor măguri vulcanice, care închid bazinetul depresionar Sângeorz-Băi.

Dealurile Șimișna-Gârbou sunt situate în partea central-vestică a Podișului Someșan. În extremitatea nordică și estică sunt delimitate de Culoarul Someșului, în sud se extind până la Valea Olpretului (cea care de delimitează de Dealurile Clujului și Dejului) și interfluviul dintre văile Panticeu sau Lonea (afluent al Someșului Mic) și Gârbou sau Brâglez (afluent al Someșului), pentru ca în vest limita să urmărească interfluviul dintre afluenții de dreapta ai Almașului și cei de stânga ai Brâglezului.

Drenarea văilor spre Someș a determinat ca și interfluviile să fie dispuse în evantai, sub forma unor culmi înguste și paralele (Savu, 1963). Acest aspect a fost favorizat și de structură, ale cărei anticlinale și sinclinale sunt orientate de la nord la sud. De exemplu, Valea Șimișnei, între Ciubăncuța și Hășnaș este adaptată la structură, urmărind axul unui sinclinal, care se continuă și la nord de Culoarul Someșului (Savu, 1963).

Prezența unui nivel de bază în coborâre, așa cum este cel al Someșului, în aval de Jibou, a determinat că văile să se adâncească suficient de mult, în suprafața podișului, astfel încât formele de relief cu altitudini maxime să se păstreze sub forma unor martori erozivo-structurali. Se remarcă în acest sens dealurile Nadiș (644 m), Mărului sau Caselor (620 m), Râpa Șimișnei (611 m), Pietrosului (607 m) etc. S-a ajuns astfel, ca valorile fragmentării verticale a reliefului să fie superioare, comparativ cu celelalte unități morfostructurale ale Podișului Someșan.

Dealurile Clujului și Dejului sunt localizate în partea sudică și sud-estică a Podișului Someșan. În nord se întind până la Valea Olpretului, pentru ca de la izvoarele acesteia limita să urmărească interfluviul dintre văile Panticeu și Gârbou. În est sunt mărginite de Culoarul Someșului Mic (sectorul Dej - Apahida). La sud se extind până la culoarele Someșului Mic (sectorul Apahida - Gilău) și Căpușului (între Gilău și Dumbrava). Limita vestică, mai puțin evidentă sub aspect morfologic, separă dealurile Clujului și Dejului de Podișul Păniceni (aliniamentul localităților Dumbrava și Aghireșu) și Depresiunea Almaș-Agrij (o delimitare mai mult arbitrară, ea urmărind interfluviul dintre afluenții de stânga ai Nadășului și Someșului Mic, respectiv cei de dreapta ai Almașului).

Relieful acestei subunități este în principal rezultatul adaptării rețelei de văi la structura geologică, predominant monoclinală și tabulară. A rezultat astfel o alternanță de culmi interfluviale, cu altitudini medii de 550 – 650 m, și culoare de vale, al căror parte inferioară se menține, în medie, la 250 – 350 m. Prezența unei litologii variate, specifică formațiunilor miocene, (conglomerate, gresii, argile marnoase, tufuri, nisipuri, pietrișuri etc.), are efecte morfologice la nivelul interfluviilor, versanților și albiilor. La nivelul interfluviilor se face simțită prezența Tufului de Dej, cel care favorizează menținerea unor altitudini de peste 600 m, așa cum este în cazul dealurilor: Lombului (682 m), Nucului (667 m), Grecea (620 m), Vulturului (607 m), Băbdiului sau Bobâlnei (689 m). Pe suprafața versanților se remarcă prezența brâielor structurale, menținute de orizonturile mai dure (fig. 6. 27).

La nivelul albiilor, în situațiile în care curentul de apă intersectează tuful de Dej, procesele de eroziune în adâncime sunt cele dominante, fapt care a determinat ca însuși aspectul morfologic al văii, în profil transversal, să fie unul îngust, cu aspect de defileu, așa cum este în cazul văilor: Borșei între localitățile Vultureni și Ciumăfaia, Lonei între Pâglișa și Dăbâca, Lujerdiului între Stoiana și Morău, Mărului la Aluniș (Geografia României, III, 1987).

Dintre unitățile de rang inferior, ale Dealurilor Clujului și Dejului, se remarcă: Dealurile Dejului (cuprinse între Valea Olpretului și Valea Lonei), Dealurile Clujului (între Valea Lonei și Valea Nadășului), Valea Nadășului (devenită subunitate prin aspectul de culoar de vale subsecventă, pe care îl are) și Interfluviul Nadăș - Căpuș (situat între văile Nadăș și Căpuș are o asimetrie evidentă datorită caracterului său structural și litologic).

Culoarul Someșului este situat în partea centrală a Podișului Someșan, fiind limitat la nord de Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Ciceului, iar la sud de Dealurile Șimișna-Gârbou și Dealurile Clujului și Dejului. El este rezultatul adâncirii Someșului, pe sectorul Dej-Jibou, în formațiunile monoclinale ale Podișului Someșan, față de care curge consecvent. Acest fapt se reflectă și în valoarea pantei albiei, care în aval de Dej crește, comparativ cu cea a albiilor Someșului Mare și Someșului Mic, deși în mod normal ar trebui să scadă progresiv spre vărsare (Savu, 1963).

Relieful este unul specific culoarelor de vale, cu versanți simetrici, la partea superioară, și asimetrici, la cea inferioară, unde sunt prezente terasele și lunca; sub aspect dimensional culoarul are o lungime de aproximativ 80 km și lățimi care variază 2 și 6 km.

Caracteristică pentru morfologia de la partea inferioară a culoarului este alternanța sectoarelor de îngustare cu cele de lărgire. Din prima categorie se remarcă cele de la: Rus (unde Someșul intersectează anticlinalul localităților Podișu-Dăbâceni-Frâncenii de Piatră), Cormeniș-Răstoci (râul s-a adâncit în calcarele priaboniene) și Var-Turbuța (sculptat în calcare eocene și gresii) (Pop, 2001). Între ele sunt prezente cele din a doua categorie, mai largi (unde la partea inferioară predomină terasele), cum sunt cele de la: Dej-Rus, Rus-Răstoci și Răstoci-Jibou (Pop, 2001).

2.1.2. Câmpia Transilvaniei

Localizare. Se situează în partea centrală a Podișului Transilvaniei, fiind delimitată de subunitățile limitrofe, prin intermediul unor culoare de vale, bine individualizate morfologic (fig. 2. 4).

La nord Câmpia Transilvaniei se extinde până în Culoarul Someșului Mare, cel care pe sectorul Beclean-Dej, o delimitează față de Podișul Someșan.

În partea estică, limita față de Dealurile Bistriței, este dată pe de o parte de Culoarul Șieu-Dipșa (cu drenaj spre Someșul Mare), iar pe de altă parte de Valea Luțu și afluentul său de dreapta Valea Lunca (cu drenaj spre Mureș).

Limita sudică a Câmpiei Transilvaniei este una dintre cele mai bine evidențiate morfologic, datorită prezenței Culoarului Mureșului, care o separă de Podișul Târnavelor, pe sectorul Reghin-Gura Arieșului.

În vest, comparativ cu situațiile precedente, limita nu urmărește întotdeauna doar culoare de vale de anvergură, așa cum este cel al Arieșului (între Gura Arieșului și Turda), ci și traseul unor văi drenate de pârâuri. Este vorba în acest sens de Valea Racilor, între Turda și Copăcenii, respectiv Valea Zăpodie, între Pata și Sănnicoară. Mai trebuie menționat, că între Copăcenii și Pata limita urmărește poala estică a Masivul Feleacului de-a lungul aliniamentului morfologic ce trece pe la nord de Tureni, apoi pe la Ceanu Mic și Aiton, pentru a ajunge în bazinetul de obârșie a Pârâului Zăpodie, la Pata.

Relief. Denumirea dată acestei unități morfostructurale duce cu gândul la relieful de câmpie, dar lucrurile nu sunt tocmai așa. Apelativul de „câmpie” provine mai ales din modul de utilizare agricolă a terenurilor, din antropizarea accentuată, comparativ cu situația din unitățile limitrofe, decât din aspectul reliefului, care este unul propriu ținuturilor deluroase. Doar pe alocuri, în partea sudică, tendința este de trecere spre un relief colinar, cu interfluvii domoale și văi largi, cu lunci bine dezvoltate.

Localizarea sa, în partea centrală a Podișului Transilvaniei, a determinat ca modelarea reliefului să aibă loc prin raportarea râurilor la nivelurile de bază ale Someșului și Mureșului. S-a ajuns astfel ca afluenții acestora să genereze un relief fluvial specific, caracterizat de alternanța văilor și a culmilor interfluviale. Acestea din urmă de cele mai multe ori au fost reduse la stadiul de dealuri și coline, de unde și apelativul de „câmpie”. Prezența fronturilor de cuestă, a râpelor de desprindere a alunecărilor de tip glimee, a domurilor și a cutelor diapire este cea care diminuează monotonia acestui teritoriu. Din acest motiv aspectul morfologic de detaliu, la nivel de unități de rang inferior, este mai degrabă unul specific unităților de deal, decât câmpiei. Cu toate acestea, așa cum am precizat anterior, s-a păstrat apelativul de „câmpie” derivat mai mult din activitățile antropice desfășurate, decât din morfologie.

Din urmărirea modului de ordonare spațială, a suprafețelor cu altitudine maximă și a fronturilor de cuestă, se observă caracterul de cuvetă al Câmpiei Transilvaniei (Geografia României, III, 1987). Acest aspect este evident cu deosebire în partea centrală, suprapusă bazinelor hidrografice Fizeș și Pârâul de Câmpie (Luduș), dar și la limita cu marile culoare de vale, care o delimitează, acolo unde râurile Someșul Mic, Someșul Mare, Arieș, Mureș și Dipșa au sculptat văi însoțite de fronturi de cuestă orientate spre exterior. Prezența reliefului structural, generat pe depozite monoclinale, determină una din notele de specificitate a morfologiei Câmpiei Transilvaniei, și anume, asimetria interfluviilor (Gârbacea, 1992).

Evoluția subaeriană îndelungată, începând din Miocenul superior, a condus la formarea unui relief fluvial, caracterizat de prezența a numeroase văi, care prin adaptarea la structură au primit pe alocuri chiar un caracter labirintic. În cadrul culoarelor de vale, de la partea superioară spre cea inferioară, se remarcă prezența:

interfluviilor, versanților, glacisurilor, teraselor (doar pe râurile principale: Fizeș, Pârâul de Câmpie, Dipșa etc.) și a luncilor.



Fig. 2. 4. Subunitățile morfostructurale ale Câmpiei Transilvaniei; 1 – Culoarul Someșului; 2 – Culoarul Someșului Mare; 3 – Culoarul Someșului Mic; 4 – Culoarul Mureșului; 5 – Munții Apuseni; 6 – Masivul Feleacului

Subunități. Urmărită la nivel de detaliu Câmpia Transilvaniei prezintă diferențieri morfologice de la un compartiment la altul, motiv pentru care se pot deosebi două unități morfostructurale: Câmpia Someșană și Câmpia Mureșană (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001), fiecare cu mai multe subdiviziuni (fig.

2. 4). Cele mai mari deosebiri se înregistrează între partea nordică și nord-vestică, care are aspectul tipic unui teritoriu de dealuri (înălțimi ce depășesc 600 m și diferențe de nivel între lunci și interfluvii de 250-300 m) și partea sudică, mai mult cu aspect colinar (altitudini care rareori depășesc 450 m și diferențe de nivel între partea superioară și cea inferioară a versanților de 150-200 m).

Limita dintre cele două unități corespunde cu cea dintre bazinele hidrografice ale Someșelor și Mureșului. De la vest spre est ea urmărește aliniamentul localităților: Boju, Iuriu de Câmpie, Mociu, Cămărașu, Budești, Miceștii de Câmpie, Comlod și Teaca. Trebuie specificat că este o limită arbitrară, deoarece nu separară teritoriul cu trăsături geomorfologice, geologice sau biogeografice deosebit de evidente.

Câmpia Someșană este situată în partea nordică a Câmpiei Transilvaniei, fiind limitată la sud de interfluviul dintre Someșuri și Mureș, la est de Valea Dipșa, la nord de Culoarul Someșului Mare, iar la vest de Culoarul Someșului Mic.

Relieful prezintă diferențieri între partea nordică și sudică, pe măsură ce are loc trecerea de la un relief structural, caracteristic mai mult cutelor diapire, la unul specific domurilor și brahianticlinalelor scurte.

Disponerea paralelă a cutelor diapire a determinat formarea unor văi longitudinale conjugate, localizate preponderent pe sinclinale, așa cum este în cazul văilor: Zăpodie, Valea Mare, Mărăliou, Florilor, Sărată, Largă etc. (Geografia României, III, 1987). La rândul lor anticlinalele au menținut forme de relief mai înalte, iar pe fondul diferențelor de nivel care se înregistrează, procesele de eroziune areală și liniară au contribuit la descoperirea masivelor de sare și implicit la extinderea terenurilor degradate (Geografia României, III, 1987), prin intermediul proceselor geomorfologice (Roșian et al., 2016).

O morfologie aparte o prezintă compartimentul nord-vestic al acestei subunități, cuprins între Valea Fizeșului și Culoarul Someșului Mare. Este vorba de cel mai înalt și mai fragmentat sector al Câmpiei Transilvaniei; în cadrul acestuia structurile anticlinale larg boltite (Sânmărtin, Unguraș, Țentea – Budiu - Nușeni), strâmte și scurte (Mălin - Beclean - Apatiu) înalță relieful la altitudini de peste 600 m (Dumbrălivezi sau Dumbrava Livezii, 638 m, Dâmbu Stânii, 610 m) (Geografia României, III, 1987).

În albie, pe măsură ce râurile înaintează obsecvent spre nord (Meleș, Batin, Apatiu etc.), dominante sunt procesele de eroziune în adâncime, fapt evidențiat și de rupturile de pantă de natură litologică și structurală; s-a ajuns astfel ca la nivelul văilor, analizate în profil transversal, să existe o alternanță între sectoarele mai înguste și cele cu aspect de bazine de eroziune (Geografia României, III, 1987).

Ramificarea extremă a râurilor, pe fondul bazelor locale de eroziune și al pragurilor structurale, a favorizat geneza bazinețelor de obârșie, care nu de puține ori au aspect depresionar (Geografia României, III, 1987); după sursa citată, cele mai evidente sunt următoarele: Suatu (închis la nord de îngustarea de la Căianu),

Mociu (pregnant asimetric, barat la vest de Geaca), Fizeșul superior (un adevărat amfiteatru morfohidrografic, subliniat de convergența râurilor la Geaca), Buza (pe cursul superior al Văii Jimbor) și Sânmihaiu de Câmpie (suspendat și mult mai ramificat pe subbazinete, la sud de culmea deluroasă de la Lechința – Gropile de 571 m și Vermeșu de 527 m).

Alături de relieful structural, pe fondul alternanței de straturi dure (conglomerate, gresii, tufuri) cu straturi friabile (marne, argile), o pondere semnificativă o deține, pe alocuri, relieful petrografic. Se remarcă în acest sens abrupturile litologice, polițele și brâiele, fapt care determină ca profilul versanților, chiar și în condiții de structură monoclinală, să fie unul etajat (Geografia României, III, 1987).

Câmpia Someșană, pornind de la diferențierile morfologice, care se înregistrează între diversele sale compartimente, poate fi împărțită în următoarele unități de rang inferior (Geografia României, III, 1987):

- *Dealurile Sicului* se extind de la limita vestică și sudică a Câmpiei Someșene până la Valea Fizeșului, dar doar sectorul din aval de Țaga; nota de specificitate este dată de prezența cutelor diapire, cu apariția sării la zi – Cojocna, respectiv Sic - și de prezența proceselor geomorfologice;

- *Dealurile Ungurașului* continuă spre nord unitatea precedentă, extinzându-se până la Valea Meleșului, cu excepția bazinului superior al acesteia; reprezintă compartimentul cel mai înalt al Câmpiei Transilvaniei, cu altitudini de peste 600 m, favorizate de prezența cutelor diapire, însoțite și în acest caz de apariția sării la zi – la Nireș;

- *Câmpia Fizeșului* este localizată preponderent în bazinele superioare ale Fizeșului și Meleșului, relieful său fiind rezultatul modelării structurilor de domuri și brahianticlinale scurte de către rețeaua hidrografică; are aspectul unui spațiu depresionar, relativ suspendat, comparativ cu unitățile învecinate, și de asemenea prezintă similitudini evidente cu Câmpia Mureșană;

- *Dealurile Lechinței* sunt poziționate între văile Meleșului și Dipșei, caracterizându-se printr-un relief deluros fragmentat de văi largi, pe a căror versanți procesele geomorfologice sunt favorizate de un substrat friabil, alcătuit din marne, argile, nisipuri și intercalații de tufuri vulcanice, intens cutate (Geografia României, III, 1987).

Câmpia Mureșană se află în partea sudică a Câmpiei Transilvaniei, limita ei nordică fiind dată de interfluviul dintre Someșuri și Mureș, cea estică de Valea Luțului și afluentul său Lunca, cea sudică de Culoarul Mureșului, iar spre vest se extinde până la Culoarul Arieșului și Valea Racilor.

Relieful, sub aspectul diferențelor de nivel, este unul mai puțin semeț, comparativ cu ceea ce se înregistrează la nord de interfluviul dintre Someșuri și Mureș. La aceasta a contribuit pe de o parte litologia, reprezentată îndeosebi de

marne, șisturi marnoase, argile și nisipuri, cu intercalații de gresii argilo-nisipoase, conglomerate și tufuri vulcanice, iar pe de altă parte nivelul de bază, din apropiere, a Mureșului; toate aceste variabile au determinat ca relieful să se afle într-un stadiu de maturitate precoce (Geografia României, III, 1987). Altitudinile se mențin preponderent între 350 și 450 m, exceptând martorii de eroziune, menținuți de sâmburi de rocă mai rezistentă (gresii, tufuri etc.), care ajung la altitudini de peste 500 - 550 m.

Modelarea fluvială îndelungată, la care se adaugă procesele geomorfologice de pe suprafața versanților, a condus la o morfologie specifică colinelor, cu cline domoale, asimetrice, despărțite de văi largi și sinuoase, care au la partea inferioară lunci largi și netede, cu tendință de înmlăștinire (Geografia României, III, 1987).

Alături de litologie, o influență semnificativă în geneza reliefului a avut-o structura. Se remarcă în acest sens prezența domurilor și brahianticlinalelor. Cu toate că acestea au fost erodate la partea superioară, datorită înclinării reduse a depozitelor ($2 - 5^\circ$), structurile de tip dom nu au imprimat reliefului pante accentuate, dimpotrivă au constituit o condiție favorabilă pentru formarea unui relief colinar (Geografia României, III, 1987). Influența structurilor de tip dom și brahianticlinale se face simțită în orientarea văilor și culmilor interfluviale, care nu de puține ori sunt însoțite de fronturi de cuestă semicirculare și suprafețe structurale radiale; astfel de caracteristici sunt vizibile în partea centrală a Câmpiei Mureșene, unde domurile se grupează pe două aliniamente evidente, pe care sunt înscrise structurile Zau de Câmpie, Sărmășel și Luduș, la care spre est se adaugă cele din bazinul Comlodului (Geografia României, III, 1987).

Deosebirile morfologice, care se înregistrează între diversele sectoare ale Câmpiei Mureșene, permit împărțirea ei în trei unități de rang inferior (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001):

- *Dealurile Aiton-Viișoara* sunt limitate în vest de Valea Racilor, în nord de interfluviul dintre Someșul Mic și Mureș, în est de Valea Largă, iar în sud de Culoarul Arieșului; relieful este unul colinar, ca rezultat al modelării cutelor diapire de către rețeaua hidrografică;

- *Câmpia Sărmășului* este limitată la vest de Valea Largă și Culoarul Arieșului, la nord de interfluviul dintre Someșuri și Mureș, la est de Valea Comlodului, iar la sud de Culoarul Mureșului; relieful este rezultatul modelării structurilor de tip dom, ce au în componență depozite de argile, marne și nisipuri, fapt care a favorizat maturizarea avansată a reliefului; culoarele de vale sunt largi, iar configurația în plan trădează adaptarea la structurile menționate; spre Culoarul Arieșului se termină printr-un abrupt de natură structurală (Coasta Grindului), menținut pe depozite monoclinale;

- *Dealurile Mădărașului* sunt cuprinse între Valea Comlodului, în vest, Culoarul Mureșului și al Luțului, în sud și est, respectiv interfluviul dintre Someșul

Mare și Mureș, în nord; în relief predomină văile și culmile interfluviale, dispuse alternant de la vest la est, ca efect al adaptării văilor la structurile de tip cute diapire, specifice estului Depresiunii Transilvaniei.

2.1.3. Podișul Târnavelor

Localizare. El este poziționat în partea sudică a Podișului Transilvaniei, fiind delimitat față de unitățile învecinate, atât prin culoare largi de vale și depresiuni, în partea nordică, vestică și sudică, cât și prin văi, ale unor râuri secundare, în cadrul cărora sunt localizate o serie de depresiuni intracolinare, așa cum se întâmplă în partea estică (fig. 2. 5); abordate la nivel de detaliu limitele acestei unități morfostructurale sunt cele prezentate în continuare.

În nord se extinde până la Culoarul Mureșului și Culoarul Turda –Alba Iulia, limita trecând prin localitățile: Periș, Gornești, Sângeorgiu de Pădure, Ernei, Sângeorgiu de Mureș, Târgu Mureș, Cristești, Ungheni, Recea, Ogra, Șeulia de Mureș, Bogata, Gheja, Stâna de Mureș, Copand, Căptălan, Noșlac, Uioara de Sus, Ocna Mureș, Uioara de Jos, Micoșlaca și Gâmbaș).

La vest limita este dată de Culoarul Turda – Alba Iulia, ea urmărind aliniamentul localităților: Gâmbaș, Păgida, Ciumbrud, Meșcreac, Pețelca, Căpud, Zărieș, Totoi, Teleac, Drâmbar, Șeușa, Ciugud, Limba, Oarda și Lancrăm.

În partea sudică se învecinează cu unități depresionare situate la contactul cu Carpații Meridionali, dintre care se remarcă: Depresiunea Apold (pe aliniamentul localităților Sebeș, Cut, Cunța, Miercurea Sibiului, Apoldu de Jos și Aciliu), Depresiunea Săliște (între Aciliu și Săcel), Depresiunea Sibiu (pe aliniamentul Orlat, Cristian, Ocna Sibiului, Șura Mare, Șelimbăr, Mohu, Veștem și Tâlmăciu) și Depresiunea Făgăraș (limita trece pe la nord de localitățile Bradu, Săcădate, Glâmboc, Colun, Nou Român, Feldioara, Rucăr, Cincșor, Șona și Hălmeag).

Spre est, Podișul Târnavelor se extinde până la Depresiunea Făgăraș (sectorul Hălmeag-Hoghiz), și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, față de care limita este dată de o serie de culoare de vale, ale unor râuri secundare. Între acestea, de la sud la nord, se remarcă următoarele: Valea Homorodului și Homorodului Mare (între Hoghiz și Cața), Valea Paloșul (de la Cața la Beia), Valea Archita (de la nord de Beia până la Mureni), Valea Eliseni (sectorul Șoard – Șoimușu Mare), Valea Loțu (de la izvoare până la confluența cu râul Cușmed), Valea Cușmedului (de la confluența anterior menționată până la Sângeorgiu de Pădure), Valea Ghegheș (între Viforoasa și Neaua), Valea Tarasveld (între Neaua și Rigmani), Valea Nirajului (sectorul Miercurea Nirajului - Vărgata), Valea Hodoșa (între Vărgata și Sâmbriaș) și Valea Telacului (sectorul Teleac - Periș).

Relief. Sub aspect morfologic, Podișul Târnavelor se prezintă sub forma unui ansamblu de culmi principale, largi, prevăzute cu șei și martori de eroziune,

cuprinse altitudinal în general între 650 – 700 m în est și 400 – 450 în vest; culmile sunt orientate aproximativ est-vest, conform direcției de curgere a principalelor râuri, care drenează acest teritoriu: Nirajul, Târnava Mică, Târnava Mare, Târnava, Hârtibaciul, Secașul Mic etc. (Badea, 2006). Din interfluviile principale se desprind culmi secundare, orientate în principal de la sud la nord sau invers, dar și radiar, îndeosebi acolo unde rețeaua hidrografică s-a adaptat structurilor de tip dom, atât de specifice părții centrale a Podișului Târnavelor; de asemenea în extremitatea vestică, dar și în cea estică sunt prezente și cute diapire, de care se leagă sarea de la Ocna Mureș și Ocna Sibiului.

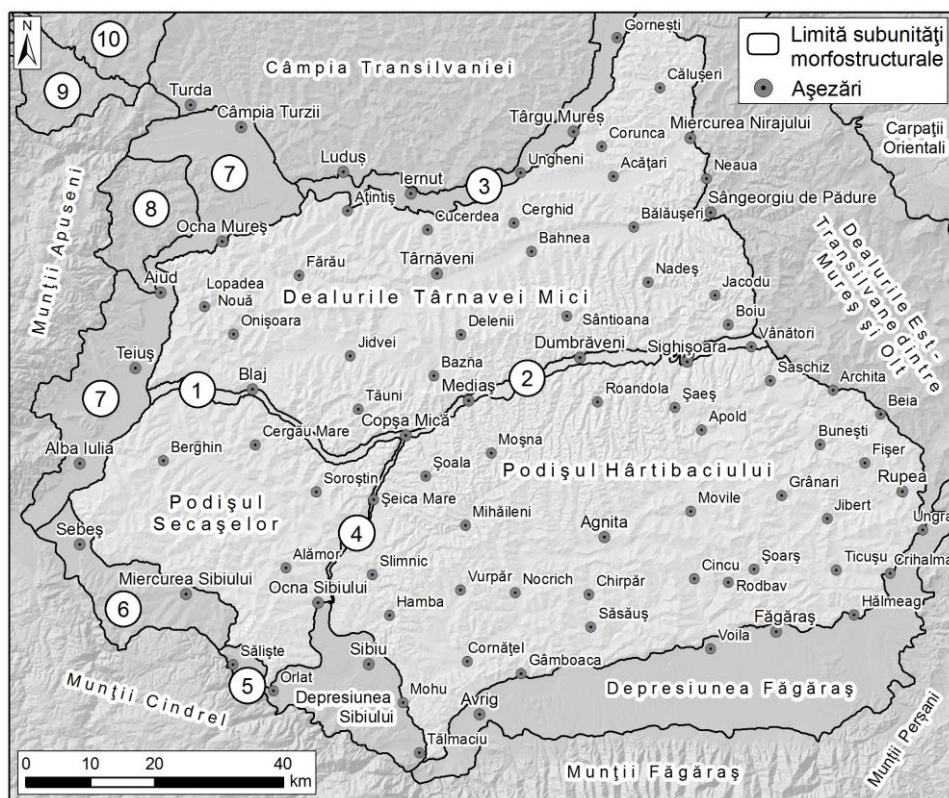


Fig. 2. 5. Subunitățile morfostructurale ale Podișului Târnavelor; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Mureșului; 4 – Culoarul Visei; 5 – Depresiunea Săliște; 6 – Depresiunea Apold; 7 - Culoarul Turda Alba Iulia; 8 – Podișul Păniceni; 9 – Depresiunea Hășdate - Vlah; 10 - Masivul Feleacului

Toate acestea concură spre oferirea caracterului de podiș, al acestui teritoriu, care înclină în general de la est spre vest, dar și de la sud spre nord, ca efect al mișcărilor de ridicare ce au afectat Carpații Orientali și Meridionali.

În același timp, marile culoare de vale, cum sunt cele ale Nirajului, Târnavelor, Hârtibaciului și Secașului Mic, prezintă numeroase terase fluviale și lunci bine dezvoltate.

Geneza unui astfel de relief a fost condiționată, alături de structură, și de o litologie favorabilă proceselor geomorfologice, din domeniul modelării fluviale. Se remarcă în acest sens prezența rocilor friabile de tipul argilelor marnoase, argilelor, nisipurilor și chiar a orizonturilor de tufuri.

Din cauza acelorași tipuri de roci, pe fondul unei utilizări agricole a terenurilor, pe suprafața versanților se înregistrează procese geomorfologice de tipul deplasărilor în masă și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate.

Subunități. Vastitatea unității morfostructurale din sudul Podișului Transilvaniei, se răsfrânge și în diferențierile care se înregistrează sub aspect geomorfologic, între diversele sale compartimente. Din acest motiv în Podișul Târnavelor există trei mari unități morfostructurale (Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului și Podișul Secașelor), fiecare cu subdiviziuni de rang inferior, bine individualizate (fig. 2. 5). Tot în categoria subunităților Podișului Târnavelor se înscriu și câteva culoare de vale: Culoarul Târnavei Mari, Culoarul Târnavei și Culoarul Visei.

Dealurile Târnavei Mici sunt poziționate în partea nordică a Podișului Târnavelor. Din acest motiv, în nord și vest ele sunt delimitate de Culoarul Mureșului (sectorul Periș-Teiuș), în sud de Culoarul Târnavei (sectorul Teiuș-Blaj) și Culoarul Târnavei Mari (sectorul Blaj-Vânători), iar în est se extind până aliniamentul dat de următoarele văi: Eliseni, Loțu, Cușmed, Ghegheș, Tarasveld, Nirajului (sectorul Miercurea Nirajului - Vărgata), Hodoșa și Teleac; văi care le separă de Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt.

Relieful acestei subunități este rezultatul fragmentării fluviale îndelungate, care a avut loc după exondarea post-pannoniană. S-a ajuns astfel ca afluenții Mureșului, Nirajului și Târnavelor să-l fragmenteze, într-o serie de culmi, mai mult sau mai puțin paralele, orientate dinspre interfluviile majore, spre culoarele principale de vale.

În cadrul Dealurilor Târnavei Mici altitudinile scad atât de la est (600 – 650 m) spre vest (450 – 500 m), cât și de la sud (650) spre nord (400 – 450 m), pe de o parte ca efect al mișcărilor de ridicare din Carpații Orientali, iar pe de alta ca efect al mișcărilor neotectonice din Culoarul Mureșului, mișcări cu semn negativ, care au determinat și migrarea spre nord a râurilor principale. Printre efectele acestui fenomen, se numără și evidențierea structurii, din alcătuirea substratului, a cărei efect morfologic este asimetria văilor Mureșului, Târnavei Mici și Târnavei Mari.

Prezența cutelor diapire, brahianticlinalelor și domurilor se reflectă în configurația de ansamblu a reliefului, cele mai evidente elemente structurale fiind cuestele. La nota de specificitate a morfologiei contribuie și prezența reliefului

selectiv, cauzat de alternanța depozitelor friabile (marne, argile, nisipuri etc.), cu depozite mai rezistente (tufuri vulcanice, gresii etc.) (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, pe anticlinalele și sinclinalele din fasciculul diapiric vestic, unde predominante sunt rocile friabile, fronturile de cuestă sunt mai atenuate și cu o linie a profilului sinuoasă; comparativ cu acestea, domurile din partea centrală prezintă cueste simetrice (Delenii, Bazna și Filitelnic), cu fronturi mai abrupte, menținute și de tufuri vulcanice. La rândul lor, cuestele specifice structurilor sinclinale au fronturile opuse, în timp ce monoclinurile largi converg către văi sau, pe alocuri, către aliniamente de cueste, care evidențiază inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987).

Pe fronturile de cuestă, atât de specifice Dealurilor Târnavei Mici, sunt prezente numeroase procese geomorfologice din categoria deplasărilor în masă pe versant (Réti, 2009) și ale scurgerii apei pe suprafețe înclinate.

Rețeaua hidrografică, cea care a contribuit semnificativ la evidențierea structurii, a lăsat în urmă, prin adâncirea ei, un relief fluvial aparte, cu deosebire în culoarele marilor râuri. Dintre acestea din urmă, Târnavă, Târnavă Mare și Târnavă Mică au sculptat văi adânci și largi, cu aspect de culoar, prevăzute cu terase și lunci. Alături de râurile principale, afluenții acestora au contribuit semnificativ la fragmentarea suprafeței inițiale a podișului, care în momentul de față se prezintă sub forma unei succesiuni de interfluvii, de unde și caracterul deluros (Geografia României, III, 1987), al acestei unități.

Și în acest caz, deosebirile impuse de evoluția diferențiată a reliefului, pe fondul unui substrat neogen, sub aspect structural și litologic, permit individualizarea mai multor unități morfostructurale de rang inferior (Geografia României, III, 1987, Josan, 1979, Pop, 2001, Badea, 2006) (fig. 2. 6):

- *Dealurile Lopadei* corespund sectorului vestic al Dealurilor Târnavei Mici, fiind limitate la nord și vest de Culoarul Mureșului, la sud de culoarele Târnavei și Târnavei Mici, iar la est de văile: Pânade, Alecuș și Fărău; pe fondul prezenței cutelor diapire, văile sunt largi și mature – Fărău, Lopadea, Ozd – cu aspect depresionar intracolar;

- *Dealurile Târnavenilor* sunt delimitate la nord de Culoarul Mureșului și Valea Nirajului, la vest de văile Pânade, Alecuș și Fărău, la sud de Culoarul Târnavei Mici, iar la est de Valea Oaia; se prezintă sub forma unei culmi orografice orientată est-vest, din care se desprind interfluvii secundare îndeosebi către nord;

- *Dealurile Târgu Mureșului* sunt limitate la vest de Culoarul Mureșului și Valea Oaia, la sud de Valea Nirajului – sectorul Ungheni-Acățari – și Culoarul Târnavei Mici – sectorul Bălăușeri-Viforoasa, iar în est de văile Ghegheș, Tarasveld, Niraj – între Miercurea Nirajului și Vărgata - , Hodoșa și Teleac; prezența domului Corunca determină existența unui relief structural, cu văi dispuse radial și cueste concentrice;

- *Dealurile Blajului* se extind în nord până la Culoarul Târnavei Mici, în vest și sud până la Culoarul Târnavei Mari, iar în est până la văile Balta și Verber; dispunerea monoclinală a straturilor, deranjată pe alocuri de domuri, așa cum este cel de la Tăuni și Bazna, determină ca relieful văilor și a culmilor interfluviale să fie unul asimetric, cu front de cuestas spre Culoarul Târnavei Mari și suprafețe structurale spre cel al Târnavei Mici);

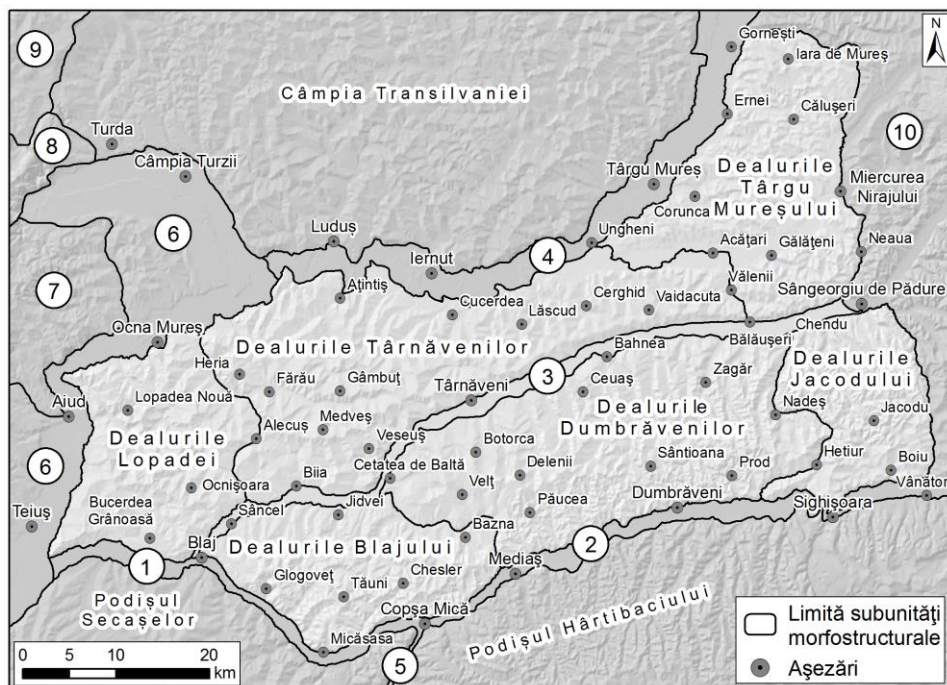


Fig. 2. 6. Subunitățile morfostructurale ale Dealurilor Târnavei Mici; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Târnavei Mici; 4 – Culoarul Mureșului; 5 – Culoarul Visei; 6 – Culoarul Turda Alba Iulia; 7 – Podișul Măhăceni; 8 – Munții Apuseni; 9 – Masivul Feleacului; 10 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt

- *Dealurile Dumbrăvenilor* sunt delimitate la nord de Culoarul Târnavei Mici, la vest de văile Balta și Verber, la sud de Culoarul Târnavei Mari, iar la est de văile Nadeș și Hetiur; se prezintă sub forma unei culmi principale, sinuoasă și asimetrică, situată în apropierea Culoarului Târnavei Mari, din care se desprind interfluvii secundare spre nord și spre sud, asimetrice și ele, datorită prezenței structurilor de tip dom;

- *Dealurile Jacodului* sunt delimitate și ele la nord și sud de culoarele celor două Târnave, la vest de văile Nadeș și Hetiur, iar la est de văile Eliseni, Loțu și Cușmed; diferențierile litologice, de la nord și sud de interfluviul dintre Târnave, se

reflectă și în relieful acestei subunității, în sensul că în partea nord-vestică, acolo unde predomină nisipuri văile sunt înguste și cu versanți ai căror înclinări au valori care se mențin între 25 și 30°, pe când în partea sud-estică, unde predomină marne, văile sunt evolute și largi, cu versanți ai căror pante medii rămân sub 25°; relieful structural este estompat, fiind pus în evidență doar în cadrul flancului estic al domului Sângeorgiu de Pădure (Josan, 1979);

- *Culoarul Târnavei Mici* este localizat în partea centrală a Dealurilor Târnavei Mici, extinzându-se de la Sângeorgiu de Pădure până la Blaj; el are aspect depresionar asimetric, datorită tendinței Târnavei Mici de deplasare spre nord, aspect favorizat atât de structură, cât și de afluenții de pe partea stângă, cu debite mai mari, comparativ cu cei de pe partea dreaptă; alături de versanți, în cadrul culoarului sunt prezente terasele fluviale, în număr de 8, și lunca.

Podișul Hârtibaciului se află în partea sud-estică a Podișului Târnavelor. La nord se extinde până la Culoarul Târnavei Mari (sectorul Vânători-Copșa Mică), în vest până la Valea Visei (sectorul Copșa Mică-Ocna Sibiului) și Depresiunea Sibiului (aliniamentul dat de localitățile Șura Mare, Șelimbăr, Mohu, Veștem și Tâlmăciu), în sud până la Depresiunea Făgăraș (limita trece pe la nord de localitățile Turnu Roșu, Bradu, Săcădate, Glâmboaca, Colun, Nou Român, Feldioara, Rucăr, Cincșor, Șona și Hălmeag), iar în est tot până la Depresiunea Făgăraș (sectorul Hălmeag-Hoghiz) și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (de care sunt separate prin intermediul văilor: Homorod, Homorodu Mare, Paloș și Archita).

Relieful este rezultatul modelării fluviale îndelungate, la nivelul unui teritoriu alcătuit din alternanțe de marne, argile, nisipuri, gresii, pietrișuri, conglomerate slab cimentate și intercalații de tuf vulcanic, dispuse preponderent monoclinale, iar pe alocuri sub formă de domuri și brahianticinale (Geografia României, III, 1987). De asemenea, sunt prezente linii de anticlinal și sinclinal, dispuse aproximativ pe direcție nord-sud, așa cum este anticlinalul Bunești, din partea estică a podișului sau anticlinalul din cotul Hârtibaciului de la Benești-Alțâna (Pop, 2001). A rezultat astfel un relief de dealuri cu altitudini care variază de la 600 – 680 în vest și 750 – 800 m în est.

Relieful structural este unul aparte, fiind menținut mai mult pe depozitele monoclinale, decât pe cele anticlinale sau sinclinale, ale căror flancuri sunt ușor înclinate; în lipsa unor depozite dure pe arii extinse, suprafețele structurale tipice lipsesc, fiind prezente doar fronturi de cuestă, păstrate pe depozite nisipo-grezoase specifice Pannonianului, din nordul și nord-vestul podișului (Geografia României, III, 1987). În partea nordică a unității, la sporirea asimetriei reliefului contribuie și domul Noul Săsesc, extins între localitățile Nou Săsesc și Laslea (Gârbacea și Grecu, 1984).

Datorită prezenței nisipurilor și gresiilor pannoniene, în partea nordică și nord-vestică a podișului, s-a ajuns ca rețeaua de văi să fragmenteze intens suprafața inițială a podișului, transformând-o într-o alternanță distinctă de culmi interfluviale

și culoare de vale, care se desprind din interfluviul situat între Hârtibaciu și Târnava Mare, spre sud și spre nord; densitatea fragmentării reliefului, prin intermediul rețelei hidrografice, a ajuns în acest caz până la valori 3,5 – 4,5 km/km². În astfel de condiții și versanții sunt abrupti cu declivități medii de 25-30°. Una din caracteristicile Podișului Hârtibaciului este prezența interfluviilor, cu aspect de platou sau poduri suspendate, îndeosebi în partea nordică și nord-vestică. Ele se mențin la altitudini de cuprinse între 450 și 550 m și reprezintă resturi din suprafața primordială a podișului, care a fost modelată după exondarea pannoniană.

Modelarea fluvială mai intensă, din partea nordică a Podișului Hârtibaciului, trebuie pusă, alături de litologie, și pe seama nivelului de bază al Târnavei Mari (290 m, la Mediaș), râu care se află mult mai jos altitudinal comparativ cu Hârtibaciu (440 m la Agnita). Din acest motiv cumpăna hidrografică dintre Hârtibaciu și Târnava Mare, nu corespunde cu linia marilor înălțimi, ea fiind împinsă spre sud (Geografia României, III, 1987).

Prezența depozitelor sarmațiene și badeniene, în partea sudică și sud-estică, a determinat ca fragmentarea orizontală a reliefului, de către văi, să fie mai puțin pronunțată, motiv pentru care și versanții sunt mai puțin înclinați, iar culoarele de vale mai largi, în profil transversal.

Pe versanții podișului se evidențiază prezența alunecărilor de teren, de diverse tipuri, dintre care se remarcă totuși cele sub formă de glimee, nu atât prin numărul lor, cât prin suprafața afectată: Șaeș 1.824 ha, Movile 900 ha (Grecu, 1992), Saschiz 700 ha (Gârbacea, 1964) etc.

La partea inferioară a culoarelor de vale sunt prezente doar luncile, terasele lipsind sau având o prezență sporadică, cu excepția celor din cursul mijlociu și inferior al Hârtibaciului, unde, alături de șesul fluvial sunt prezente trei terase (Grecu, 1992).

În Podișului Hârtibaciului, pornind de la diferențierile morfologice existente între compartimentele sale, au fost identificate următoarele unități morfostructurale de rang inferior (Morariu et al. 1980; Grecu, 1992; Pop, 2001; Badea, 2006) (fig. 2. 7):

- *Dealurile Vurpărului* reprezintă sectorul vestic al podișului, fiind limitate la nord de Valea Calva, la vest de Valea Visei, la sud de către Depresiunea Sibiu, iar la est de văile Hârtibaciului și Bârghișului; relieful său este unul deluros, proeminent față de subunitățile înconjurătoare, cu altitudini care depășesc 600-650, datorită prezenței unei structuri de tip anticlinal;

- *Dealurile Mediașului* se desfășoară în nord până la Culoarul Târnavei Mari, în vest până la văile Visa și Bârghiș, în sud până la văile Calva și Hârtibaciu, iar în est până la Valea Șaeșului; relieful este unul preponderent structural, asimetric, ca urmare a adaptării văilor la domurile Copșa Mică și Noul Săsesc, la care se adaugă prezența platourilor interfluviale, ca resturi ale suprafeței inițiale a podișului; partea

nordică a subunității este despărțită de Valea Moșna în Dealurile Roandolei și Dealurile Șoalei, după cum au propus Gârbacea și Grecu, în 1984 și 1994, pentru ca partea sudică să fie denumită Dealurile Agnitei (Grecu, 1992);

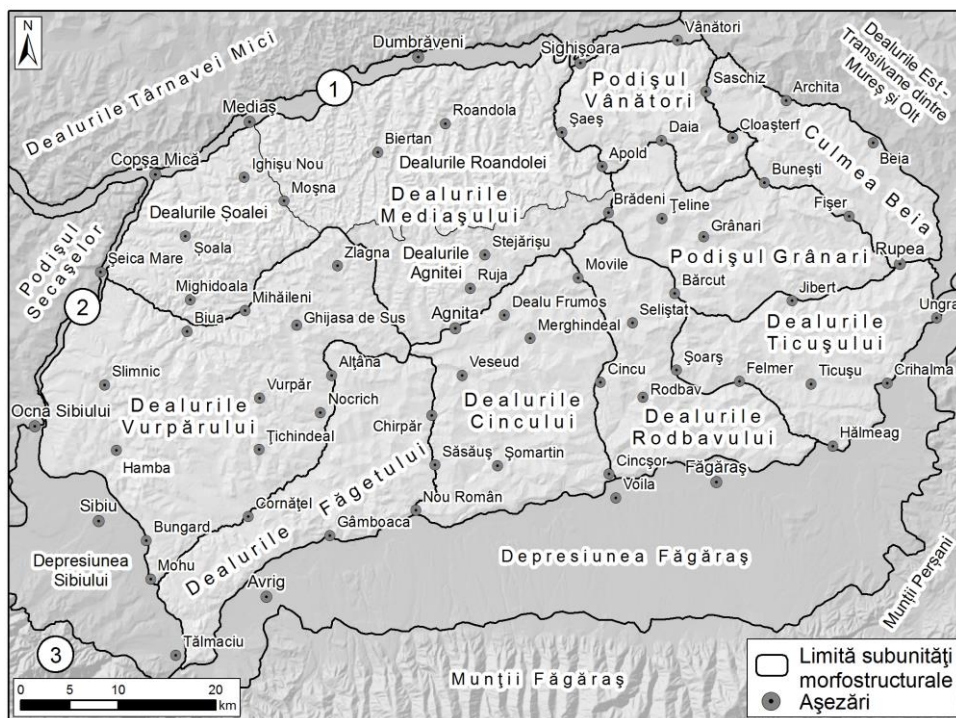


Fig. 2. 7. Subunitățile morfostructurale ale Podișului Hârtibaciului; 1 – Culoarul Târnavei Mari; 2 – Culoarul Visei; 3 – Munții Cindrel

- *Podișul Vânători* se extinde la nord până în Culoarul Târnavei Mari, la vest și sud până la Valea Șașului, iar la est până la Valea Saschiz; prin adâncirea afluenților de stânga ai Târnavei Mari, în depozite dispuse aproape orizontal, relieful se prezintă sub forma unui podiș suspendat, cu versanți abrupti și culmi interfluviale extinse;

- *Culmea Beia*, cunoscută și sub denumirea de Dealurile Rodeșului, este delimitată în partea sud-vestică de văile Saschiz și Fișer, iar în cea nord-estică de văile Archita și Paloș; relieful se prezintă sub forma unei culmi interfluviale orientate de la nord-vest spre sud-est, cu altitudini care se mențin între 650 și 800 m; specifice acestei subunități sunt alunecările de tip glee de la Saschiz;

- *Dealurile Făgetului* sunt limitate în nord de Valea Hârtibaciu și Valea Albac, în vest de Valea Căminului, aferentă Depresiunii Sibiului, în sud de Depresiunea Făgăraș, iar în est de Valea Săsăușului; se prezintă sub forma unei culmi asimetrice,

care este fragmentată de către afluenții Oltului, Cibinului și Hârtibaciului; asimetria reliefului este condiționată de prezența anticlinalelor și a domului Ilimbav;

- *Dealurile Cincului* sunt încadrate la nord de Valea Hârtibaciului, la vest de Valea Săsăuș și Valea Albac, la sud de Depresiunea Făgăraș, iar la est de Valea Cincu, Valea Inului și Valea Morii; relieful său este rezultatul modelării fluviale a unei structuri sinclinale, îndeosebi de către Pârâul Șomartin și afluenții săi;

- *Dealurile Rodbavului* se extind în nord până la Valea Hârtibaciului, în vest până la Valea Cincului, Valea Inului și Valea Moara, în sud până la Depresiunea Făgăraș, iar în est până la Valea Felmer și Valea Hârtibaciului; relieful este unul structural ca rezultat al adaptării rețelei hidrografice la domul Rodbav; în partea nordică a unității sunt prezente alunecările de tip glimee de la Movile;

- *Dealurile Ticușului* sunt limitate la nord de Valea Mare, la vest de Valea Felmer, la sud de Culoarul Oltului, iar la est de Valea Homorod; relieful său este rezultatul adaptării rețelei hidrografice la depozite depuse monoclinal;

- *Podișul Grânari* se extinde în vest până la Valea Hârtibaciu, la sud până la Valea Mare, la est până la Valea Fișer, iar în nord până la Valea Saschizului; morfologia de ansamblu a teritoriului este rezultatul adaptării rețelei hidrografice la structuri de tipul anticlinalelor și sinclinalelor.

Subdiviziunile din partea nordică intră în componența Podișului Hârtibaciului de Nord, iar cele din sud, în alcătuirea Podișului Hârtibaciului de Sud; ele sunt separate de valea, cu aspect de culoar, a Hârtibaciului.

Podișul Secașelor, prin situarea sa în partea sud-vestică a Podișului Târnavelor, este delimitat la nord de Culoarul Târnavei Mari și al Târnavei, la vest de Culoarul Mureșului, la sud de depresiunile Apold și Săliște, iar la est Valea Visei și Depresiunea Sibiu.

Relieful podișului se prezintă sub forma unor culmi prelungi, cu altitudini care variază între 350 și 620 m, generate în urma adâncirii diferitelor generații de văi (Geografia României, III, 1987), în suprafața rezultată în urma exondării panoniene. Din acest motiv subunitatea are aspect de podiș, care pare suspendat atât față de culoarele de vale și depresiunile care îl separă de unitățile înconjurătoare, cât și față de văile afluenților care îl drenează.

Prezența fasciculelor de cute întretăiate (Geografia României, III, 1987), la care ulterior s-a adaptat rețeaua hidrografică, determină ca în profil transversal culmile să fie asimetrice. Conform sursei citate, alături de depozitele cutate, suprafețe însemnate sunt ocupate de straturi dispuse monoclinal, care înclină spre partea centrală a Depresiunii Transilvaniei. Și această dispunere a depozitelor introduce asimetrii, în special în cadrul culoarelor de vale; se evidențiază astfel două linii de custe dezvoltate pe partea dreaptă a văilor Secașului Mare și Secașului Mic.

În cadrul podișului se remarcă prezența a trei unități interfluviale principale, a căror altitudini depășesc 500 m: prima corespunde cumpenei de ape dintre Visa și Obârșile Secașelor (Dealul Hedeuleului 582 m, Dealul Fânețelor 567 m), a doua cumpenei dintre Secășul Mic și Secășul Mare (Măgura Copaciului 579 m, Presaca 513 m, Dealul Gruuiului 520 m, Gorganu Doștat 481, Dealul Ghirbomului 474), iar cea de-a treia extremității vestice a podișului, dominând Culoarul Mureșului (Măgura Straja 547 m, Vârful Țuțuiului 497 m și Dealul Pleșii 506 m) (Geografia României, III, 1987). Acestora li se adaugă interfluviul dintre Secășul Mic și Târnava Mare, mult mai fragmentat de către afluenții celor două văi, dar care totuși se menține la altitudini de aproximativ 500 m (Dealul Verigerului 482 m, Dealul Comenzii 494 m, Măgura Plari 521 m).

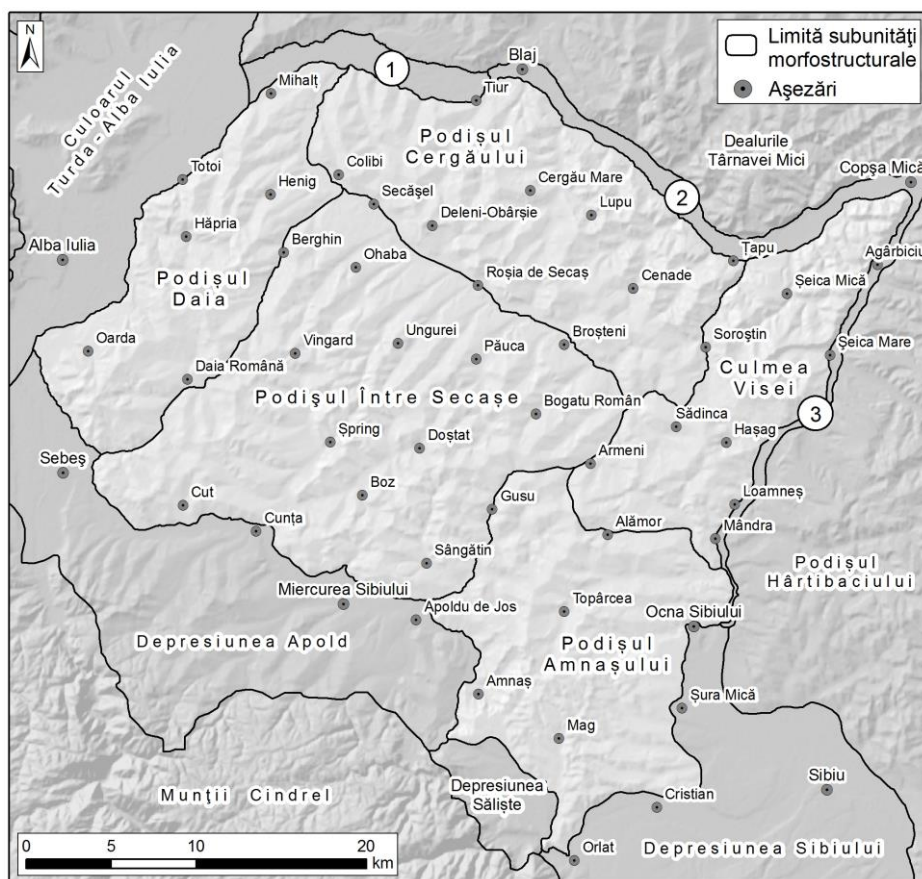


Fig. 2. 8. Subunitățile morfostructurale ale Podișului Secașelor; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Visei

La nivel de detaliu, pe versanți, se remarcă prezența morfologiei generate în urma producerii alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, la

care, pentru partea inferioară a acestora, se adaugă prezența teraselor fluviale, îndeosebi pentru Secașul Mic și Mare.

Cu toate că Podișul Secașelor se consideră o unitate relativ uniformă, sub aspect morfologic, se pot deosebi totuși mai multe unități morfostructurale de rang inferior, acestea fiind următoarele (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001; Sandu, 2002; Badea, 2006) (fig. 2. 8):

- *Culmea Visei* se extinde în nord până la Culoarul Târnavei Mari, în vest până la văile Lunca Satului și Soroștin, în sud până la Valea Alămor, iar în est până la Culoarul Visei; are aspectul unei culmi unitare, îndeosebi în partea nordică, datorită prezenței unei structuri anticlinale;

- *Podișul Amnașului* este limitat la nord de Valea Alămor, la vest de Valea Ludoș, la sud de depresiunile Apold și Săliște, iar la est de Culoarul Visei și Depresiunea Sibiu; reprezintă cel mai înalt compartiment al podișului, cu altitudini care ajung la 635 m în Dealul Măgura, 628 în Măgura Beleunța și 604 în Chicera Amnașului;

- *Podișul Cergăului* este cuprins între Culoarul Târnavei Mari în nord, Valea Secașului Mic în vest și sud, respectiv Valea Soroștin în est; morfologic se prezintă sub forma unui culmi interfluviale principale, orientată de la est la vest, din care se desprind interfluvii prelungi spre nord, cuprinse între afluenții Târnavei Mari, în timp ce spre sud, spre Valea Secașului Mic, se termină printru abrupt sub formă de cuestă, pe fondul dispunerii monoclinale a depozitelor geologice;

- *Podișul Între Secașe* este delimitat la nord de Valea Secașului Mic, la vest de văile Daia și Berghin, la sud de Depresiunea Apoldului, iar la est de văile Ludoș și Lunca Satului; relieful este unul specific teritoriilor de podiș, alcătuit din depozite dispuse monoclinale, caracterizate printr-o fragmentare fluvială mai diminuată, fapt care explică valorile mai reduse ale pantei, îndeosebi pe interfluvii și în cadrul bazinetelor de obârșie;

- *Podișul Daia* se extinde în nord până la Culoarul Târnavei, în vest până la Culoarul Mureșului, în sud până la Depresiunea Apold, iar în est până la văile Daia și Berghin; relieful este unul colinar, cu altitudini medii cuprinse între 400 și 500 m, ca efect al adaptării rețelei hidrografice la structuri de tipul cutelor diapire, caracteristice părții vestice a Podișului Transilvaniei.

Culoarul Târnavei Mari este parte integrantă a Podișului Târnavelor, cu rol de limită între diversele sale unități de rang inferior. La nord se învecinează cu Dealurile Târnavei Mici, iar la sud cu Podișul Hârtibaciului (sectorul Vânători - Copșa Mică) și Podișul Secașelor (Sectorul Copșa Mică - Blaj).

Relieful său este cel specific culoarelor de vale, sculptate în depozite dispuse monoclinale, motiv pentru care versantul drept, se prezintă pe aproape toată lungimea sa, sub forma unui front de cuestă (Muntean, 2000), pe suprafața căruia sunt prezente alunecări de teren. Uniformitatea menționată este deranjată pe alocuri de prezența

depozitelor dispuse sub formă de domuri, așa cum este în cazul celor de la Copșa Mică și Tăuni, sau de existența unor depozite mai dure, cum sunt nisipurile cimentate și conglomeratele panonienene din aval de Sighișoara, unde Culoarul Târnavei Mari se îngustează, primind aspect de defileu, prevăzut cu meandre încâtușate. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale, la care se adaugă lunca; lățimea acestora din urmă variază între 200 și 3000 m (Josan, 1979).

Culoarul Târnavei îl continuă spre vest pe cel precedent, pe sectorul Blaj - Mihail, fiind interpus între Dealurile Târnavei Mici, situate la nord și Podișul Secașelor, poziționate în sud.

Sub aspect morfologic este specifică aceeași asimetrie a văii, în profil transversal, versantul drept fiind scurt și abrupt, cu aspect de front de cuestă, iar cel stâng, cu valori reduse ale declivității prezintă terase fluviale la partea inferioară. În funcție de condițiile locale pe versanți sunt prezente procese geomorfologice, din categoria alunecărilor de teren și a celor rezultate în urma scurgerii concentrate a apei.

Culoarul Visei, prin morfologia specifică, are rol de limită între Podișul Hârtibaciului, localizat la est și Podișul Secașului, situat la vest. Are o lungime de aproximativ 32 km între extremitățile sale marcate de localitățile Ocna Sibiului și Copșa Mică.

La fel ca majoritatea culoarelor de vale, din Podișul Târnavelor, și el este asimetric, versantul strâng având morfologia tipică a unui front de cuestă, pentru ca cel drept să fie mai puțin înclinat și fragmentat, de către văile care vin din Podișul Hârtibaciului. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale și lunca.

2.1.4. Culoarele de vale

În cadrul Podișului Transilvaniei există mai multe segmente de culoare de vale, care nu este corect să fie încadrate niciuneia dintre unitățile morfostructurale pe care le separă. În această categorie consider că se includ: Culoarul Someșului Mare (sectorul Beclean-Dej), Culoarul Someșului Mic (sectorul Gilău-Dej) și Culoarul Mureșului (sectorul Reghin-Gura Arieșului).

Culoarul Someșului Mare, sectorul Beclean-Dej, este cel care separă Podișul Someșan, situat la nord, de Câmpia Transilvaniei, poziționată la sud. El a rezultat în urma procesului de adâncire a Someșului Mare în depozitele sedimentare ale Podișului Transilvaniei. După ce traversează culele diapire din sectorul Beclean, lățimea culoarului ajunge la valori cuprinse între 3 și 5 km.

Analizat în profil transversal, culoarul este unul asimetric, versantul stâng fiind mai abrupt și mai scurt, sub formă de front cuestă, în timp ce versantul drept este mai puțin înclinat, prelung și fragmentat de către văile largi ale afluenților, care

coboară din Podișul Someșan. La partea inferioară a culoarului, sunt prezente terasele fluviale (îndeosebi pe partea dreaptă) și lunca.

Culoarul Someșului Mic, între Gilău și Dej, are funcție de limită între Podișul Someșan, situat la nord și vest, Câmpia Transilvaniei, localizată la est, și Masivul Feleacului, poziționat la sud. S-a format în urma adâncirii Someșului Mic în depozitele de vârstă paleogenă și miocenă (Pop, 2001), existente în partea nord-vestică a Podișului Transilvaniei. Culoarul prezintă lățimi de 1 - 3 km, la nivelul luncii, și de 4 – 5 km, la nivelul terasei superioare de 140 m (Geografia României, III, 1987).

Analizat din amonte spre aval culoarul prezintă două îngustări: prima este localizată în dreptul Popinei Calvaria, din cartierul Mănăștur (din Cluj-Napoca), răspunzătoare de ea fiind prezența calcarului grosier superior, iar a doua în sectorul Gherla – Băița, unde este traversat anticlinalul diapir Sic-Săcălaia-Bunești (Geografia României, III, 1987). La îngustările menționate, se adaugă și sectoare mai largi ale culoarului, așa cum este cel de la confluența văilor: Nadășului, Chinteniilor și Borhanciului cu Someșul Mic.

Urmărit în profil transversal culoarul este asimetric, datorită prezenței versanților sub formă de front de cuestă. Spre deosebire de culoarele altor râuri, asimetria menționată nu este una uniformă, versantul mai abrupt schimbându-și poziția de pe stânga, pe dreapta văii, în funcție de condițiile locale. Astfel, de la Gilău și până la confluența cu Nadășul, Valea Someșului Mic este una subsecventă, prevăzută cu un front de cuestă pe partea stângă, în timp ce pe partea dreaptă versantul este prelung având în partea mediană și inferioară terase fluviale; în aval de Cluj-Napoca, până la Apahida, versantul stâng se menține în continuare mai abrupt, comparativ cu cel drept, fără să fie vorba de un front de cuestă evident, deoarece caracterul de subsecvență al văii se pierde treptat, pe măsură ce Someșul Mic ajunge în poziție oblică, față de înclinarea generală a straturilor (Geografia României, III, 1987). În aval de Apahida, culoarul se menține asimetric, doar că versantul mai abrupt, cu aspect de front de cuestă, este cel drept, dinspre Câmpia Transilvaniei. La această situație, alături de structură, contribuie și Someșul Mic, al cărei albie subminează versantul respectiv, pe fondul împingerii fluviale realizată de către afluenții de stânga, care vin din Podișul Someșan.

Pe versanți sunt prezente procese geomorfologice din categoria alunecărilor de teren; ele au fost favorizate de prezența rocilor friabile (marne, argile, nisipuri etc.), de pantă, dar mai ales de modul de utilizare a terenurilor.

La partea inferioară a culoarului, alături de terasele fluviale, dispuse preponderent pe partea dreaptă, se află lunca, poziționată și ea mai ales în partea dreaptă a albiei.

Culoarul Mureșului, sectorul Reghin – Gura Arieșului, se află poziționat între Câmpia Transilvaniei, aflată la nord, și Podișul Târnavelor, localizat la sud. Fiind unul

dintre cele mai reprezentative culoare de vale, din Podișul Transilvaniei, el prezintă o morfologie specifică, rezultată în urma adâncirii Mureșului, cu aproximativ 100 – 150 m, în formațiuni sedimentare de vârstă sarmațiană și panoniană. S-a ajuns ca la nivelul teraselor superioare, îndeosebi în dreptul confluențelor, lățimea culoarului să aibă valori de 6 - 8 km.

Condițiile structurale au determinat ca în profil transversal relieful culoarului să fie unul asimetric. Ca urmare, versantul drept are aspectul unui front de cuestă, cu valori ale declivității de peste 25°, în timp ce versantul stâng, menținut pe suprafețele structurale, care coboară dinspre Podișul Târnavelor, este mai puțin înclinat (15-20°). Alături de structură, o contribuție semnificativă, la menținerea versantului drept mai abrupt, a avut-o și cursul Mureșului, care curge, pe aproape întreg traseul culoarului, la baza acestuia; subminarea versantului de către albia râului a determinat producerea alunecărilor masive de teren, așa cum sunt cele de la Oarba de Mureș, Iernut, Lechința și Dătășeni.

Și în acest caz, la partea inferioară a versanților sunt prezente terasele fluviale, dispuse preponderent pe partea stângă a culoarului, în timp ce pe partea dreaptă sunt prezente doar fragmente ale teraselor inferioare. Alături de acestea se află luncă, bine dezvoltată, cu sectoare ale cărei lățimi depășesc 3 – 3,5 km; lunca înregistrează și lățimi mai reduse, în jur de 1 km, așa cum este în perimetrul domului de la Bogata (Pop, 2001).

2.2. DEALURILE ȘI DEPRESIUNILE SUBMONTANE

Acestea sunt dispuse concentric, aproape continuu, în jurul Podișului Transilvaniei și se extind până la limita cu Munții Carpați, Jugul Intracarpatic și Dealurile de Vest. Comparativ cu Podișul Transilvaniei, Dealurile și Depresiunile Submontane au în majoritatea cazurilor și caracteristici comune cu grupele montane limitrofe; această afirmație este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălțimi și caracteristici montane - Dealul Bichiș (1.080 m) Dealul Șiclod (1.028 m), Dealul Firtuș (1.060 m) - , cât și pentru Depresiunile Submontane, care sunt influențate de prezența muntelui din apropiere (Depresiunea Săliște și Depresiunea Praid-Sovata).

Dealurile și Depresiunile Submontane mai sunt cunoscute și sub denumirea de Unitatea Marginală sau Dealurile și Depresiunile Peritransilvane, deoarece în componența lor intră preponderent unități deluroase, cu deosebire în partea estică și vestică, și depresionare, în partea sudică și nordică.

În cadrul Dealurilor și Depresiunilor Submontane se remarcă prezența următoarele unități morfostructurale: Depresiunea Târgu-Lăpuș, Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Sibiului, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda – Alba Iulia, Podișul Măhăceni, Masivul Feleacului, Depresiunea Hășdate-Vlaha, Podișul Păniceni, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij.

Toate acestea sunt caracterizate de o morfologie specifică, ca efect al adaptării văilor la structură și litologie. Și în acest caz, pentru o abordare completă a teritoriului specific Dealurilor și Depresiunilor Submontane, la subunitățile menționate trebuie adăugate și câteva sectoare de culoar de vale, care le delimitează pe acestea: Culoarul Someșului Mare (sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), Culoarul Mureșului (sectorul Deda - Reghin), Culoarul Căpușului (sectorul Căpușul Mic - Gilău).

2.2.1. Depresiunea Lăpuș

Localizare. Ea este situată în extremitatea nordică a Depresiunii Transilvaniei. În nord și nord-est se extinde până la Măgura Șatra și Munții Țibleșului (aliniamentul localităților Stoiceni, Coșteni, Cupșeni, Ungureni, Groșii Țibleșului și Larga), în est până la Dealurile Ciceului (aliniamentul Larga, Agrieșel și interfluviul de la nord de localitatea Breaza), în sud până la Culmea Breaza (aliniamentul dat de interfluviul de la nord de Breaza, apoi pe la sud de localitățile Boiereni, Rohia, Vălenii Lăpușului), iar în vest până la linia dată de așezările Vălenii Lăpușului, Răzoare, Borcut, Borcut, Dumbrava și Stoiceni, cea care o separă de Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Masivul Preluca și Măgura Șatra.

Relief. Prin suprapunerea spațiului depresionar peste bazinul hidrografic al Lăpușului, relieful este în cea mai mare parte unul fluvial, ca rezultat al adaptării văilor la structurile existente, în sectorul de contact dintre Depresiunea Transilvaniei și Munții Țibleșului.

În Depresiunea Lăpușului se remarcă următoarele compartimente de influență structurală (Posea, 1962a): partea centrală și estică a depresiunii, unde formațiunile oligocenului sunt dispuse cutat; nordul depresiunii caracterizat de dispunerea monoclinală a acelorași depozite oligocene; partea sudică cu depozite dispuse monoclinal spre Culmea Breaza. Influența cutelor în relieful depresiunii nu este foarte evidentă, deoarece rețeaua de văi nu s-a orientat, în funcție de un relief inițial, ci după un relief eroziv-acumulativ suprapus (Posea, 1962a). Conform autorului citat, înseamnă că nu structura a influențat direcția eroziunii fluviale, ci rețeaua hidrografică, care prin adâncire a favorizat reliefarea pe alocuri a structurii.

Mult mai evident este însă relieful structural pe depozite monoclinale, prezent sub formă de fronturi de cuestă, așa cum sunt cele de la izvoarele râurilor Dobric și Libotin sau cel de pe stânga Lăpușului în aval de Târgu Lăpuș, (Posea, 1962a), continuat spre sud cu suprafața structurală Vârtoapele. Pe această suprafață există și relief petrografic, favorizat de formațiuni calcaroase, care dau relief carstic reprezentat îndeosebi prin doline.

Aspectul depresionar al unității este dat îndeosebi de raportarea la relieful înconjurător, care o domină altitudinal cu 300 – 400 m, fiindcă nu este vorba de o depresiune, cu o parte inferioară uniformă din punct de vedere morfologic, așa cum

sunt de exemplu cele din sudul Depresiunii Transilvaniei. S-a ajuns astfel ca spațiul depresionar să fie fragmentat de către râul Lăpuș și afluenții săi (Dobric, Libotin, Suciul, Rohia etc.), care l-a transformat într-o alternanță culmi interfluviale și de culoare de vale, ce îi dau mai degrabă un aspect colinar. Prin prezența la vest a Defileului Lăpușului, săpat în șisturile cristaline ale Masivului Preluca, depresiunea apare suspendată față de teritoriile din aval.

În categoria culmilor interfluviale se remarcă: Culmile Dobricului, Interfluviul Dobric-Libotin, Interfluviul Libotin – Lăpuș, Dealul Muncel dintre Lăpuș și Valea Suciului și interfluviul extins și fragmentat dintre văile Suciului și Rohiei, cunoscut sub numele de Platforma Muscelor (Posea, 1962a, Geografia României, III, 1987).

Culoarele de vale sunt însă cele care dau caracterul depresionar a unității analizate, deoarece ele se unesc într-un adevărat șes aluvionar, localizat între Rogoz și Răzoare, cu două arii mai dezvoltate: prima situată între Rogoz și Dămăcușeni, specifică confluentei văilor Lăpușului, Suciului și Libotinului, iar a doua aval de Târgu Lăpuș, în arealul convergenței Lăpuș – Rohia – Dobric (Geografia României, III, 1987).

Alături de acest culoar depresionar principal, orientat de la est la vest și localizat în partea mediană a unității, se remarcă și cel al Lăpușului, dar situat în amonte de Rogoz, precum și cele ale afluenților acestuia: Valea Suciului (sectorul Groșii Țibleșului - Dămăcușeni), Valea Rohiei (între Boiereni și Rohia), Valea Libotinului și Valea Dobricului.

În cadrul culoarelor de vale, alături de versanții care le delimitează, se remarcă prezența teraselor fluviale și luncile bine dezvoltate. Referitor la terase, cele mai dezvoltate sunt a treia (30 – 35 m) și a patra (50 – 55 m), ele fiind dispuse monolateral, de unde și aspectul asimetric al culoarelor de vale la partea inferioară a acestora; de exemplu majoritatea teraselor Lăpușului se întâlnesc pe partea stângă, în timp ce ale râurilor Suciul, Libotin și Dobric se află exclusiv pe partea dreaptă (Posea, 1962a).

Pe versanți sunt prezente procese geomorfologice de tipul alunecărilor de teren și a scurgerii apei, ca efect al prezenței în substrat a rocilor friabile și a modului de utilizare a terenurilor.

Subunități. Cu toate că depresiunea este destul de redusă ca suprafață, se pot identifica unități de rang inferior, așa cum a făcut Posea (1962a), pe care, conform specificului vremii, le denumește raioane; în contextul lucrării de față ele vor fi denumite unități, în categoria lor incluzându-se: unitățile de interfluviu și unitățile de vale (fig. 2. 9).

Unitățile de interfluviu s-au modelat în etapa inițială de conturare a depresiunii, când întreg relieful a fost erodat, atât la nivelul cutelor oligocene cât și la cel al Formațiunii de Hida, care au fost retezate sub același plan (Posea, 1962a). După autorul citat, în categoria lor se includ: Suprafața structurală Vârtoapele,

Suprafața Muscelor, Dealul Muscelul, Culmile Dobricului, interfluviul Dobric – Libotin și interfluviul Libotin – Lăpuș.

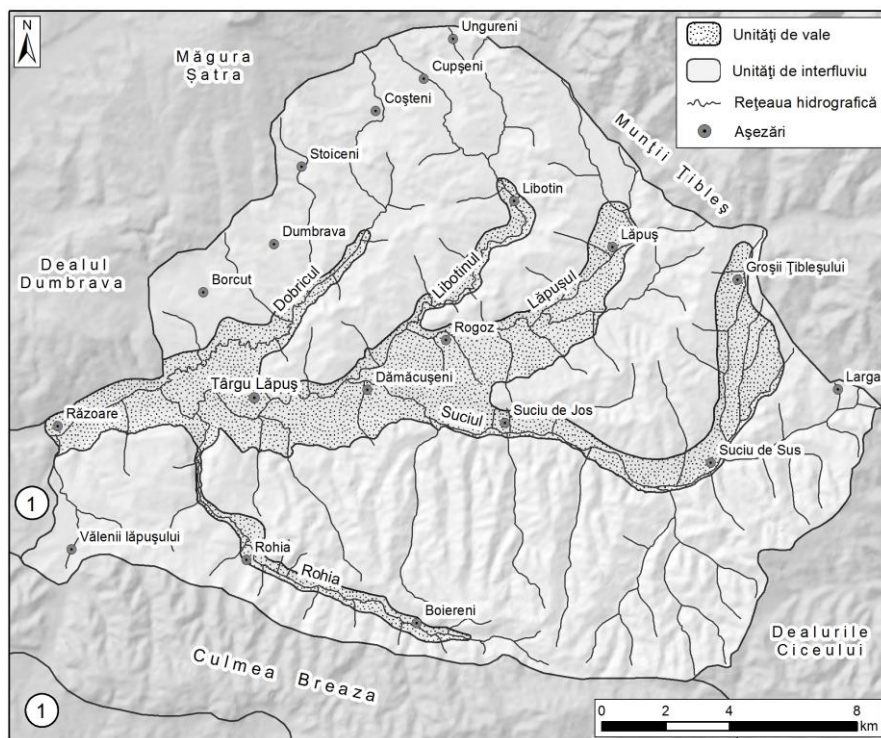


Fig. 2. 9. Subunitățile morfostructurale ale Depresiunii Lăpuș;
1 – Podișul Purcăreț-Boiu Mare

Unitățile de vale s-au format în detrimentul suprafeței inițiale a depresiunii, datorită modelării fluviale realizată de către rețeaua hidrografică. S-a ajuns astfel ca unele văi să evolueze până la aspectul de culoare depresionare (Posea, 1962a), prevăzute cu terase bine păstrate și lunci dezvoltate; în categoria acestei unități, conform sursei citate se includ: văile orientate est – vest (Valea Lăpușului - până la satul Lăpuș, Valea Suciului – până la Suciul de Sus, Valea Rohia – în amonte de satul Rohia) și văile ce se desprind din Valea Lăpușului și Suciului, dar dispuse perpendicular pe acestea (Valea Dobric, Valea Libotin, Valea Lăpuș – în amonte de satul Lăpuș și Valea Groșilor).

2.2.2. Dealurile Bistriței

Localizare. Această unitate morfostructurală, aflată în partea estică a Depresiunii Transilvaniei, se extinde în nord până la Culoarul Someșului Mare

(sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), în vest până la Câmpia Transilvaniei, de care este delimitată prin intermediul Culoarului Șieu-Dipșa și Valea Luțului, cu afluentul său de dreapta Valea Lunca, în sud până la Culoarul Mureșului (sectorul Deda - Reghin), iar în est până la Munții Căliman și Munții Bârgăului (alinamentul localităților Ilva Mică, Strâmba, Josenii Bârgăului, Cușma, Ardan, Sebiș, Vătava, Dumbrava și Deda).

Relief. Morfologia unității este una foarte variată, în condițiile în care se înregistrează o dispunere longitudinală, de la nord-vest spre sud-est, a dealurilor, culoarelor de vale, depresiunilor și piemontului (Geografia României, III, 1987). Acesta este unul dintre motivele care obligă la prezentarea reliefului, la nivel de unități morfostructurale de rang inferior.

Subunități. Relieful variat al Dealurilor Bistriței permite individualizarea a trei subunități (fig. 2. 10): Culmea Șieului, Depresiunile și Dealurile înalte cuprinse între Dealurile Ardanului și Culmea Șieului, respectiv Dealurile Ardanului (Gârbacea, 2015).

Culmea Șieului se află poziționată în partea sud-vestică a Dealurilor Bistriței, motiv pentru care se extinde în vest până la văile Dipșa, Lunca și Luțu, în sud până la Culoarul Mureșului (sectorul Reghin-Morăreni), iar în est și nord-est până la Valea Șieului (sectorul Chintelnici – Șieuț, de unde se continuă spre Culoarul Mureșului pe aliniamentul localităților Monor, Râpa de Jos și Morăreni).

Relieful proeminent al Culmii Șieului este datorat prezenței unei structuri anticlinale, de tip cută falie, în care este antrenat conglomeratul de Jabenita, unul de vârstă badeniană, puternic cimentat (Geografia României, III, 1987); anticlinalul este străpuns diapir de sămburi de sare, care au ajuns până la suprafață, așa cum se întâmplă în stânga confluenței Văii Budacului cu Șieu sau în perimetrul localităților Pinticu și Batoș (Pop, 2001). Culmea Șieului este asimetrică în profil transversal, având un versant nord-estic slab înclinat, care coboară spre Valea Șieului, în timp ce versantul sud-vestic are valori ale pantei care se mențin peste 20 – 25°, dominând evident subunitățile Câmpiei Transilvaniei (Gârbacea, 2015).

Altitudinile maxime se caracterizează prin valori cuprinse între 600 și 740 m (647 m în Vârful la Râpă, 684 în Dealul Făget, 744 în Dealul Bura etc.). Anticlinalul din Culmea Șieului se extinde atât la nord de Șieu, spre Depresiunea Dumitra pe care o străjuiește la miazăzi, cât la sud de Culoarul Mureșului, în Dealurile Gurghiului.

Depresiunile și Dealurile înalte cuprinse între Dealurile Ardanului și Culmea Șieului, denumire propusă de Gârbacea (2015), reprezintă sectorul median al Dealurilor Bistriței. De la nord la sud, se succed următoarele unități morfostructurale de rang inferior:

- **Dealurile Făgetului:** se extind în nord și vest până la Culoarul Someșului Mare, în sud până la Depresiunea Dumitra (aproximativ aliniamentul localităților Nimigea de Jos, Mintiu, Cepari, Dumbrava, Strâmba), iar în est până la Munții Bârgăului (alinamentul Strâmba – Ilva Mică); ele apar cu această denumire pe harta

de la pagina 559 din Geografia României, vol. III, din 1987, dar fără să fie abordate și în text; se prezintă sub forma unei culmi interfluviale menținută la altitudini de 500 – 700 m, fragmentată de afluenții de dreapta ai Someșului Mare; acestea mai sunt cunoscute și sub denumirea de Dealurile Prislopului (Gârbacea, 1957).

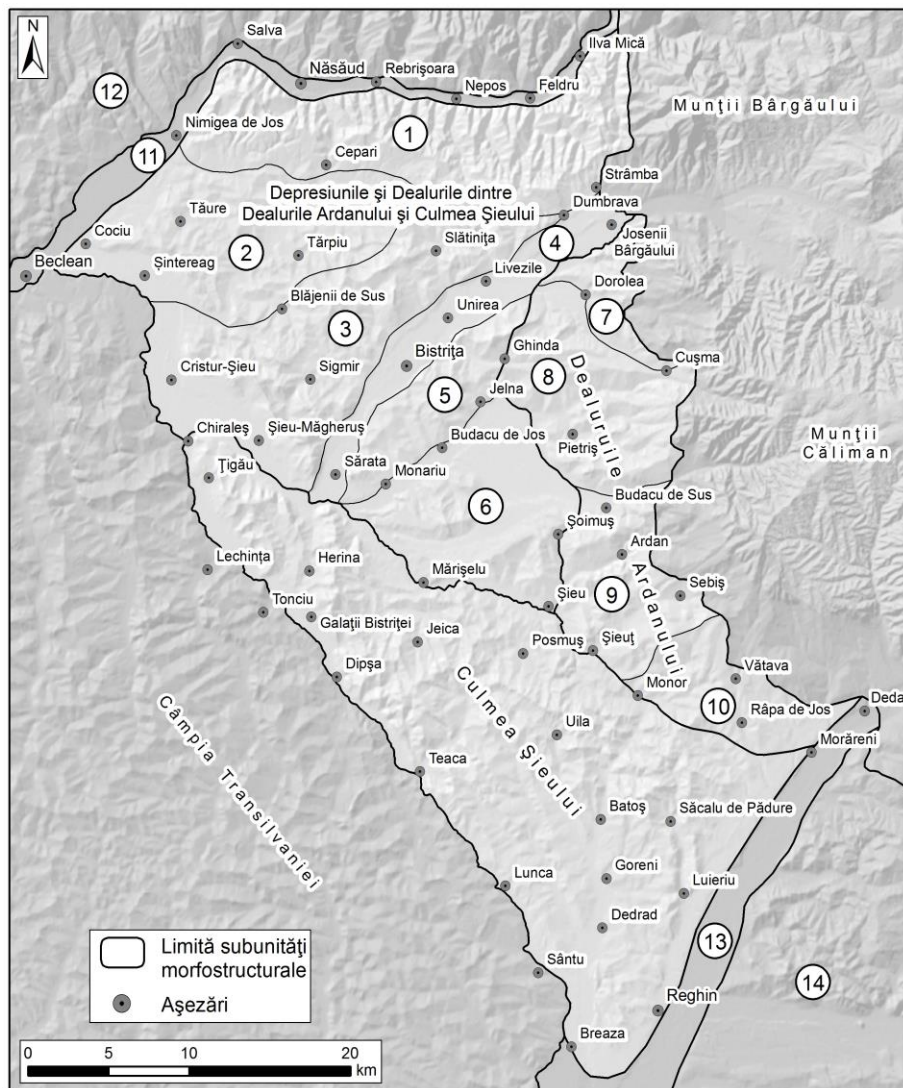


Fig. 2. 10. Subunitățile morfostructurale ale Dealurilor Bistriței; 1 – Dealurile Făgetului; 2 – Depresiunea Dumitra; 3 – Dealurile Cetății; 4 - Depresiunea Bistrița-Livezile-Bărgău; 5 – Dealurile Ghindei; 6 – Depresiunea Budacului; 7 – Dealurile Dorolei; 8 – Dealurile Pietrișului; 9 – Sectorul central al Dealurile Ardanului; 10 – Dealurile Vătavei; 11 – Culoarul Someșului Mare; 12 – Podișul Someșan; 13 – Culoarul Mureșului; 14 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt

- *Depresiunea Dumitra*: este delimitată la nord și est de dealurile Făgetului, la vest de Culoarul Someșului Mare (sectorul Nimigea de Jos - confluența cu Șieul) și Valea Șieului (de la confluența cu Someșul Mare până la confluența cu Dipșa), iar la sud de Dealurile Cetății (aliniamentul bazinetelor de obârșie ale pâraurilor Caila, Blăjeni, Valea Lungă, Pintic și Moara); are aspect depresionar doar comparativ cu unitățile care o închid la nord, est și sud, deoarece relieful său este unul de dealuri, asociind culmi monotone, cu altitudini de 300 - 400 m, fragmentate de văi largi, dar lipsite de terase (Geografia României, III, 1987);

- *Dealurile Cetății*: sunt limitate la nord de Depresiunea Dumitra, la vest de Culoarul Șieului (sectorul Șieu Odorhei - Sărățel), la sud de Depresiunea Bârgău - Livezile, suprapusă Culoarului Bistriței (sectorul Sărățel - Josenii Bârgăului), iar la est de Dealurile Făgetului (aliniamentul Dumbrava - bazinetul de obârșie a Pârâului Moara, situat la nord de localitatea Dumitra); relieful lor, cu aspect de culme unitară, reflectă prelungirea la nord de Valea Șieului, a anticlinalului din Culmea Șieului, până la Sigmir, după care situația se schimbă, marile înălțimi (Dealul Cetății, 682 m), fiind date prezența reliefului structural, sub formă de sinclinale suspendate, alcătuite din conglomerate sarmațiene, andezite (Dealul Slătiniței, 671 m) și aglomerate andezitice, bine cimentate (Gârbacea, 2015);

- *Depresiunea Bistrița-Livezile-Bârgău*: se extinde în nord până la Dealurile Cetății, în vest până la Culoarul Șieului, la sud până la Dealurile Ghindei și Piemontul Călimanului, iar la est până la Munții Bârgăului; relieful său este unul tipic culoarelor de vale bine dezvoltate, cu terase fluviale larg etajate, îndeosebi pe versantul drept al Bistriței, în timp ce versantul stâng este fragmentat de afluenții Bistriței care coboară din Dealurile Ghindei; dintre terasele fluviale cele mai dezvoltate sunt terasa de luncă (2 - 3 m), terasa a patra (10 - 11 m), terasa a treia (15 - 18 m) și a patra (31 - 38 m) (Gârbacea, 2015);

- *Dealurile Ghindei*: sunt delimitate la nord de Depresiunea Bistrița-Livezile-Bârgău (aliniamentul de la est de localitățile Livezile, Bistrița și Sărata), la vest de Culoarul Șieului (între Sărata și Monariu), la sud de depresiunea Budacului, iar la est de Piemontul Călimanului (aproximativ pe aliniamentul ce trece pe la est de Ghinda și Livezile); se constituie sub forma unei fâșii de dealuri relativ înalte, comparativ cu unitățile depresionare și de culoar limitrofe, culminând cu Vârful Dealul Ghindei, care ajunge la 673 m altitudine; prezența depozitelor monoclinale, îndeosebi în partea nord-estică, determină prezenta versanților abrupti, cu aspect de cuestă, alături de care există și versanți ușor înclinați menținuți pe suprafețe structurale (Gârbacea, 2015);

- *Depresiunea Budacului*: la nord se extinde până la Dealurile Ghindei (aproximativ pe aliniamentul situat la nord de localitățile Monariu, Budacu de Jos, Jelna), la vest până la Culoarul Șieului (de care este separată prin intermediul Dealului Măgurii, cu altitudinea de 624 m), iar la sud și est până la Piemontul

Călimanilor (pe aliniamentul localităților Mărișelu, Șoimuș, Budacu de Sus, Orheiu Bistriței, Jelna); are aspectul unui șes aluvionar, foarte puțin înclinat, cu altitudini care scad din partea sudică (470 m) spre cea nordică (370 – 380 m) (Geografia României, III, 1987); originea depresiunii este una mixtă – tectonică și de eroziune - , rolul hotărâtor revenind totuși eroziunii, care a avut loc în faza imediat premergătoare aluvionării șesului Budacului (Gârbacea, 2015).

Dealurile Ardanului cunoscute și sub denumirea de **Piemontul Călimanului** (Gârbacea, 1957, Geografia României, III, 1987) sunt limitate la nord de Depresiunea Bistrița-Livezile-Bârgău (aliniamentul Josenii Bârgăului – Rusu Bârgăului), la vest de Dealurile Ghindei, Depresiunea Budacu și Culmea Șieului (pe linia dată de localitățile: Josenii Bârgăului, Ghinda, Jelna, Orheiu Bistriței, Budacu de Sus, Șoimuș, Șieu, Șieut, Monor, Râpa de Jos și Morăreni), la sud de Culoarul Mureșului (între Morăreni și Deda), iar la est de Munții Căliman (la est de următorul aliniament: Deda, Dumbrava, Vătava, Sebiș, Ardan, Cușma și Josenii Bârgăului).

Relieful piemontului este cel specific unui teritoriu de dealuri înalte, a căror altitudini medii au pe interfluvii 650 – 800 m (Geografia României, III, 1987), fragmentate de văi ce s-au adâncit cu 150 – 200 m în suprafața inițială. Se prezintă sub forma unei fâșii continui la poalele Munților Căliman, cu lățimi de 8 – 10 km în partea centrală. Prin orientarea culmilor interfluviale, de la est la vest, altitudinile scad în aceeași direcție, cu excepția unor martori de eroziune, prevăzuți la partea superioară cu depozite de aglomerate vulcanice (de exemplu, Piatra lui Iacob, 948 m), fapt care de altfel explică aceste valori altitudinale și extinderea de odinioară a platourilor alcătuite din roci vulcanice. Grosimea depozitelor tipice de piemont, alcătuite din bolovănișuri, pietrișuri și argile, nu depășește 12 m, fapt care determină ca această unitate să nu întrunească aspecte tipice ale piemonturilor de acumulare, constituind mai degrabă un glacis piemontan, format începând cu pliocenul, puternic fragmentat apoi de adâncirea râurilor în timpul Cuaternarului (Geografia României, III, 1987). Probabil aceasta este unul dintre motivele pentru care Gârbacea (2015) propune denumirea de Dealurile Ardanului, în locul celei de Piemontul Călimanilor.

Față de aspectul general al reliefului, se disting la nivel local o serie de caractere specifice, care impun împărțirea Dealurilor Ardanului sau Piemontului Călimanului, de la nord la sud, în patru subunități (Gârbacea, 2015):

- *Dealurile Dorolei*, cuprinse între văile Bistriței și Cușmei, se caracterizează printr-un relief mai evoluat, culmile interfluviale fiind destul de accidentate și prevăzute cu numeroase șei; resturi din suprafața inițială a glacisului montan se păstrează doar pe vârfuri, sub formă de martori de eroziune;

- *Dealurile Pietrișului*, care extind între văile Cușmei și Budacului, se caracterizează prin cea mai bună păstrare a suprafețelor nivelului general al glacisului montan;

- *Sectorul central al Dealurilor Ardanului*, dintre văile Budacului și interfluviul dintre Someșul Mare și Mureș (la est de Gledin), prezintă și el o bună păstrare a suprafețelor inițiale de glacis, cu toată că rețeaua hidrografică s-a adâncit destul de mult în detrimentul acesteia, conducând chiar la remanieri (captarea cursului superior al Ardanului la satul Lunca);

- *Dealurile Vătavei*, extinse de la interfluviul dintre Someșul Mare și Mureș până în Culoarul Mureșului, au ca notă distinctivă orientarea culmilor interfluviale, pe care se păstrează resturi ale suprafeței inițiale, de la nord-vest spre sud-est, datorită dirijării rețelei hidrografice spre nivelul de bază al Mureșului.

2.2.3. Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt

Menționez că am propus această denumire, tocmai pentru a o evita, pe cea atât de controversată, de Subcarpații Transilvaniei sau Transilvăneni, așa cum a fost recomandată și folosită, în lucrările lor, de numeroși autori, printre care se remarcă: Mihăilescu (1936), David (1945), Martiniuc (1946), Tufescu (1966a), Mac (1972), Posea et al., (1974), Geografia României, III, (1987), Ielenicz (1999), Badea (2006) etc. Cu toate că este utilizată denumirea de subcarpați, pentru dealurile din estul Depresiunii Transilvaniei, nu întotdeauna cei care o folosesc sunt de acord că acolo există structuri subcarpatice, la care se adaugă faptul că există și autori care le exclud din start: Martonne (1907), Ilie (1958), Ciupagea et al. (1970), Coteț (1973), Krezsek (2005), Szakacs și Krezsek (2006), Gârbacea (2015) etc. Revenind la relief, indiferent de numele unității morfostructurale, în teren el este același, fie că ne referim la geneză, evoluție sau dinamică.

Localizare. Față de unitățile de relief din proximitate, acest teritoriu nu este ușor de separat, sub aspect morfologic, deoarece este unul de tranziție între Podișul Transilvaniei și Carpații Orientali, având trăsături care îi determină asemănări evidente cu ambele. Cu toate acestea, unitatea morfostructurală se extinde în nord până la Culoarul Mureșului (sectorul Deda-Periș), în vest până la văile Teleacului, Hodoșa, Nirajului (sectorul Vărgata-Miercurea Nirajului), Tarasveld, Ghegheș, Cușmed, Loțu, Eliseni – cele care le separă de Dealurile Târnavei Mici - , Archita, Paloș și Homorodu Mare (care le delimitează de Podișul Hârtibaciului), iar la sud și est de Munții Perșani (aliniaamentul localităților: Homorod, Mercheașa, Jimbor Satu Nou, Ocland, Crăciunel și Merești), Harghita (pe la est de așezările: Lueta, Călugăreni, Văleni, Feliceni, Odorheiu Secuiesc și Zetea) și Gurghiu (aproximativ linia dată de localitățile: Zetea, Dealu, Păuleni, Corund, Praid, Sovata, Ibănești, Glăjărie, Rușii Munți și Deda).

Relief. Trăsăturile de ansamblu ale reliefului sunt date de existența unei alternanțe de culoare de vale, depresiuni și unități deluroase. Toate acestea au rezultat în urma acțiunii îndelungate a rețelei hidrografice asupra unor depozite

geologice vechi și cutate, peste care s-au depus ulterior aglomerate vulcanice, rezultate în urma erupțiilor din Carpații Orientali. Resturi din cuvertura formată de ele se păstrează la partea superioară a celor mai înalte culmi, așa cum este în cazul Bichișului (1.080 m), Șiclodului (1.028 m), Firtușului (1.060 m) etc. În aceste condiții s-a ajuns ca râurile să se adâncească, inițial în platourile vulcanice, fără să țină cont de tipul structural al formațiunilor neogene, pentru ca apoi, o dată cu interceptarea lor, adâncirea să continue pe aceleași direcții (Mac, 1972).

Toate acestea au avut drept consecință tăierea transversală sau longitudinală a cutelor, deci fără o adaptare directă la stilul structural (de tipul vale pe sinclinal și culme pe anticlinal), dominând însă adâncirea epigenetică și tendința de transformare a structurilor pozitive în forme negative și invers, de tipul inversiunilor de relief (Mac, 1972). De asemenea, depozitele sarmațiene și pliocene, dispuse monoclinal, cu lăsări spre Munții Harghita și Gurghiu, au generat un relief aparte, caracterizat prin mari fronturi structurale orientate spre vest și prin șiruri de culmi orientate nord-sud (de exemplu Cetatea Bădeni – Vârful Tare, Vârful Lict – Dealul Homat etc.) (Mac, 1972).

Principala caracteristică, rezultată în urma unei astfel de adaptări a văilor, este dată de prezența culmilor deluroase sub forma unor noduri interfluviale principale, care se mențin la altitudini de 800 - 1.000 m; în categoria lor se remarcă: Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Dealul Firtuș (1.060), Măgura Rez (932 m), Dealul Pietriș (838 m) Cetatea Bădeni (854 m) etc. Din culmile principale se desprind apoi generații interfluviale mai joase (600 – 650 m), dispuse radiar (Mac, 1972). La partea inferioară a ultimei generații de interfluvii, pe fondul unei litologii neuniforme, râurile și-au creat culoare de vale, care au evoluat și s-au dezvoltat, primind ulterior aspect depresionar; printre acestea se evidențiază: Depresiunea Gurghiului, Depresiunea Praid - Sovata, Depresiunea Odorheiu Secuiesc și Depresiunea Homoroadelor.

Dintre procesele geomorfologice, care modelează relieful existent, se remarcă cele din albii și de la nivelul versanților. În cadrul albiilor predomină procesele de eroziune laterală și în adâncime, iar pe suprafața versanților, favorizate de o litologie alcătuită din roci friabile (marne, argile, nisipuri, conglomerate tufuri etc.), se remarcă procese din categoria scurgerii apei, precum și deplasările în masă, de tipul alunecărilor de teren. La acestea se adaugă și cele care dau o specificitate aparte acestei unități, și anume vulcanii norioși (Morăreni, Cobătești, pe valea Feernic, Târnovița, Forțeni) și formele carsto-saline (lapiezuri, doline, grote etc.), legate de prezența sării la zi sau aproape de suprafață (Jabenița, Praid, Sovata, Homorod) (Geografia României, III, 1987).

Subunități. Dispunerea latitudinală pe aproape 100 de km, între Culoarul Mureșului și al Oltului, determină deosebiri morfologice evidente, între diferitele sectoare ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt. Din acest motiv, de la

nord la sud, se individualizează patru unități morfostructurale de rang inferior (fig. 2. 11) (Mac, 1972; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001): Dealurile Gurghiului, Dealurile Praidului, Dealurile Odorheiului și Dealurile Homoroadelor.

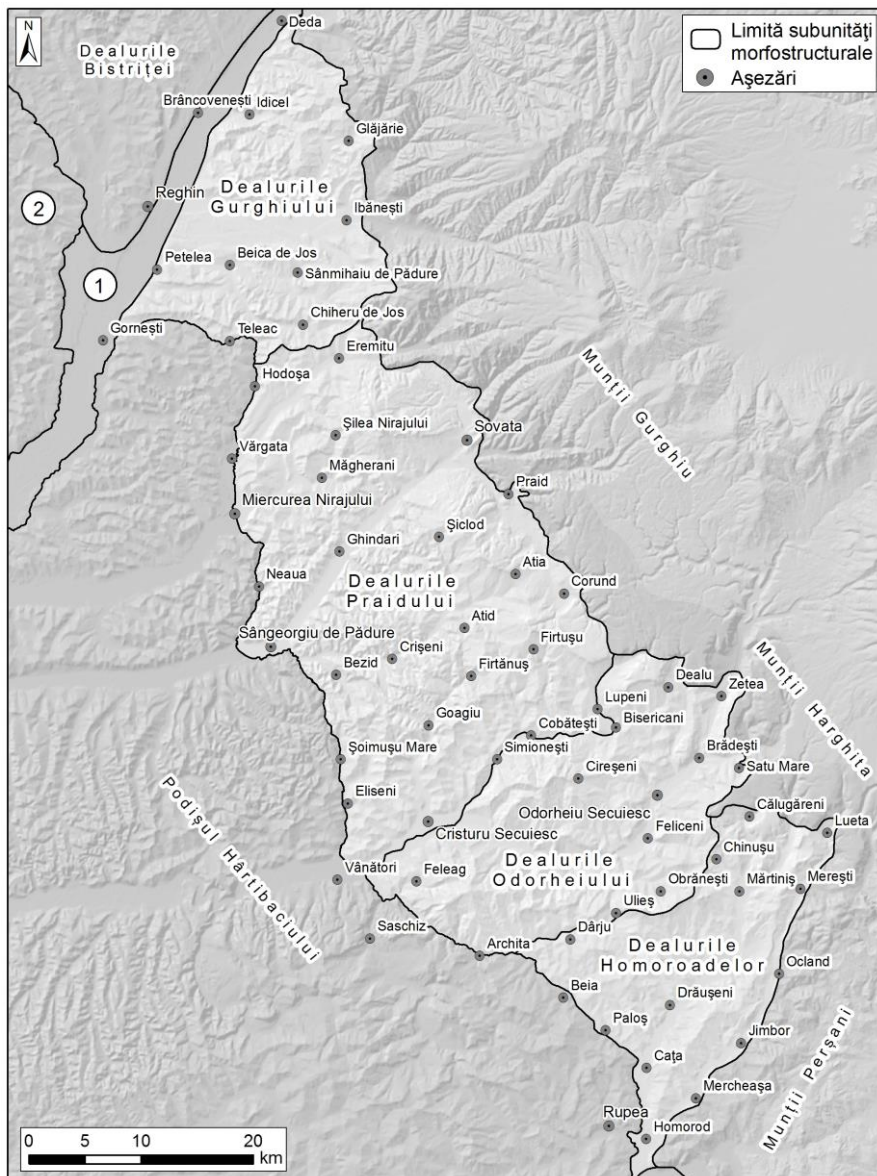


Fig. 2. 11. Subunitățile morfostructurale ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt; 1 – Culoarul Mureșului; 2 – Câmpia Transilvaniei

Dealurile Gurghiului sunt limitate la nord și nord-vest de Culoarul Mureșului (sectorul Deda - Periș), la vest și sud-vest de Dealurile Târnavei Mici

(Valea Teleacului între Teleac și Periș), la sud de interfluviul dintre văile Beica și Niraj (aproximativ aliniamentul localităților Sâmbriaș – Chiheru de Sus), cel care le delimitează de Dealurile Praidului, iar la est de Munții Gurghiu (linia dată de localitățile: Urișiu de Sus, Ibănești, Glăjărie, Rușii Munți și Deda).

Relieful acestora este rezultatul modelării formațiunilor dispuse monoclinal, aferente fostelor platouri de aglomerate vulcanice, dar și cutate, așa cum este în cazul Culmii Sânioara (754 m), ce reprezintă continuarea Culmii Șieului la sud de Culoarul Mureșului. La contactul cu Munții Gurghiu reliefurile au aspectul unui glacis submontan, fragmentat de către rețeaua hidrografică, motiv pentru care Dealurile Idicelului (compartimentul estic al Dealurilor Gurghiuului) se caracterizează prin culmi netede, care înclină ușor dinspre abruptul apusean al muntelui (Gârbacea, 2015).

Dealurile Praidului se extind în nord până la Dealurile Gurghiuului, în vest până la Dealurile Târnaviei Mici (limita fiind dată de văile Hodoșa, Niraj, Tarasveld, Ghegheș, Cușmed, Loțu și Eliseni), în sud până la Culoarul Târnaviei Mari (sectorul Vânători – Cristuru Secuiesc) și Valea Feernic (sectorul de la Cristuru Secuiesc și până la est de Lupeni), iar în est până la Munții Gurghiuului (aliniamentul dat de estul localităților Păuleni, Corund, Praid, Sovata și Eremitu).

Caracteristicile reliefului au fost influențate de extinderea semnificativă, spre vest, a depozitelor alcătuite din aglomerate vulcanice, depuse peste formațiunile neogene, fapt care a stimulat, mai ales în partea estică, geneza unui morfologii de natură structurală cu inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987). În același timp, suprapunerea unității peste depozite geologice friabile, a determinat, spre extremitatea vestică, geneza unui relief colinar, cu procese geomorfologice specifice.

Din acest motiv, se pot deosebi două părți distincte morfologic: una estică și alta vestică. Prima are în componența Depresiunea Praid-Sovata și Culmea Bichiș – Șiclod – Firtuș, cu altitudini de peste 1.000 m, care o închide la vest, iar cea de-a doua o serie de culmi deluroase, formate pe structuri de tip brahianticlinal, alcătuite din faciesuri petrografice moi (Geografia României, III, 1987), menținute la altitudini de 500 – 600 m.

Dealurile Odorheiului au limita nordică dată de Culoarul Târnaviei Mari și Valea Feernic, cea vestică de Valea Archita (de care le delimitează de Podișul Hârtibaciului), cea sudică, mai arbitrară, este dată de aliniamentul localităților Archita, Dârju, Ulieș (din Valea Pârâul Mare), după care se continuă pe interfluviul dintre afluenții Târnaviei Mari și ai Homoroadelor, până la contactul cu muntele (la Chinușu), iar cea estică de Munții Harghita (pe linia dată de localitățile: Văleni, Feliceni, Odorhei Secuiesc, Zetea) și Munții Gurghiu (între Zetea și Păuleni).

În partea centrală a unității, suprapusă Culoarului Târnaviei Mari, se află Depresiunea Odorhei; ea este închisă la nord-vest de Dealul Rez (932 m), la sud-vest de Dealul Pietriș (838 m), la sud de Dealul Pietrei (753 m), iar la sud-est de platourile

de aglomerate vulcanice, al căror altitudini depășesc 800 m (de exemplu, Vârful Dâmbul Mare 836 m, Dealul Lacului 852 m etc), care se prelungesc din Munții Harghita. În cadrul depresiunii se remarcă terasele și lunca Târnavei Mari. La vest de linia înălțimilor date de Dealurile Rez și Pietriș, tot în cadrul Culoarului Târnavei Mari, se află Depresiunea Cristurul Secuiesc, a cărei geneză a rezultat în urma modelării fluviale, a depozitelor friabile sarmațiene, existente la confluența Târnavei Mari cu văile Goagiu și Feernic (Pop, 2001); sub raport structural reprezintă o tipică inversiune de relief (Mac, 1972).

Dealurile Homoroadelor se extind în nord până la Dealurile Odorheiului, în vest până la Podișul Hârtibaciului (de care sunt delimitate prin intermediul văilor Paloș și Homorodu Mare), iar în sud și est până la Munții Perșani (aliniamentul localităților: Homorod, Mercheașa, Jimbor Satu Nou, Ocland, Crăciunel și Merești) și Harghita (limita trece pe la est de așezările: Lueta, Călugăreni și Văleni).

Relieful lor este unul structural, dominat de prezența inversiunilor de relief; s-a ajuns, în urma unei modelări fluviale îndelungate, ca depresiunile să fie dezvoltate în lungul anticlinalelor, iar culmile deluroase să reprezinte sinclinale suspendate sau flancuri de anticlinale (Mac, 1972), așa cum se întâmplă în Dealul Nădășcut (738 m). Dezvoltarea spațială a culmilor și a depresiunilor este una longitudinală, de la vest spre est deosebindu-se: Culmea Bădeni (854 m) - Nădășcut (738 m), Culoarul Homorodului Mare, Culmea interfluvială dintre Homoroade (Dealul Cetății 836 m, Dealul Mare 801 m, Vârful Ocland 649 m, Dealul Fața Jimbor 703 m etc.) și Culoarul Homorodului Mic.

2.2.4. Depresiunea Făgăraș

Localizare. Ocupă extremitatea sudică și sud-estică a Depresiunii Transilvaniei, la limita dintre Podișul Hârtibaciului (aliniamentul dat de localitățile: Ungra, Crihalma, Hălmeag, Șona, Cincșor, Rucăr, Feldioara, Noul Român, Colun, Glâmboaca, Săcădate, Bradu și Turnu Roșu), situat la nord și nord-vest, Depresiunea Sibiului, localizată la vest (pe aliniamentul Tâlmăciu-Tâlmăcel), Munții Lotrului și Făgăraș, situați la sud (limita trece pe la sud de așezările: Tâlmăcel, Boița, Turnu Roșu, Sebeșul de Jos, Sebeșul de Sus, Mârșa, Avrig, Porumbacu de Sus, Cârțișoara, Victoria, Viștea de Sus, Lisa, Breaza, Dejani, Sebeș, Mărgineni, Bucium, Șercăița, Șinca Veche) și Munții Perșani situați în partea estică (limita trece pe la est de localitățile: Șinca Veche, Perșani, Grid, Veneția de Sus, Comăna de Sus, Cuciulata și Hoghiz).

Relief. Sub aspect genetic, Depresiunea Făgărașului este una de eroziune și de acumulare, la care se adaugă și unele condiționări tectonice și structurale locale, ce au influențat, doar la nivel de amănunt, ponderea celor două tendințe morfogenetice (Popescu, 1990). Inițial Oltul, dar mai ales afluenții săi care vin din

Munții Făgăraș și Perșani, au realizat o intensă acțiune de eroziune, ce a favorizat evacuarea, la niveluri din ce în ce mai coborâte, a unei părți însemnate a formațiunilor mio-pliocene, de la limita dintre podiș și munte (Geografia României, III, 1987); a predominat eroziunea laterală, pe fondul pendulării acestor râuri pe terenul dintre munte și Olt, pentru ca apoi, îngemănările laterale ale paturilor fluviale, colmatate treptat cu aluviuni, să îi confere un caracter de acumulare și aspect de câmpie piemontană. Acest fapt este ilustrat și prin intermediul depozitelor piemontane, care alcătuiesc cuvertura aluvio-proluvială, ele fiind reprezentate de bolovănișuri și pietrișuri, prinse într-o masă de nisipuri și nisipuri argiloase, a căror grosimi descresc dinspre munte spre Olt (Geografia României, III, 1987). Formarea câmpiei piemontane se leagă de oscilațiile climatice, specifice fazelor glaciare și interglaciare din Pleistocenul mediu și superior. În acest interval, procesele de eroziune laterală și acumulare au corespuns dezvoltării maxime a produselor de gelifracție (din perioadele de răcire a climei din Munții Făgăraș și Perșani), iar cele de adâncire și detașare ca trepte a glacisurilor piemontane, perioadelor de încălzire interglaciare (Popescu, 1982).

Prin modelarea depresiunii, de către Olt și afluenții săi, în depozite mio-pliocene dispuse monoclinal, de la sud spre nord, ea are caracter subsecvent. La geneza frontului de cuestă din partea nordică, alături de structură au contribuit și afluenții de stânga ai Oltului, care venind cu debite însemnate cantitativ și regim hidrologic fluctuant, au accelerat deplasarea Oltului spre nord pe suprafețele straturilor (Popescu, 1990). În aceste condiții s-a ajuns la formarea unui front de cuestă pe latura nordică a depresiunii, cunoscut sub denumirea de Frontul de cuestă Nord-Făgărașan, care se întinde pe o lungime de aproximativ 85 de km.

În cadrul Depresiunii Făgărașului, prezența mai multor tipuri genetice de relief (fluvial, structural, de acumulare aluvio-proluvială etc.), la care se adaugă dinamica diferențiată a proceselor geomorfologice actuale, permite individualizarea a două unități morfostructurale, dispuse sub formă de fâșii, paralele Oltului: relieful colinar (format pe formațiuni mio-pliocene dispuse monoclinal) și relieful de câmpie piemontană, alcătuită din terase și lunci (Popescu, 1990).

Relieful colinar se întâlnește pe laturile nordice și sudice ale depresiunii, la contactul cu podișul și muntele; izolat apare și în interiorul depresiunii sub forma unor măguri insulare (Popescu, 1990). Conform autorului citat, acest tip de relief reprezintă partea cea mai accidentată a spațiului depresionar, având înălțimi cuprinse între 500 și 800 m, dominând câmpia de acumulare piemontană. În cadrul acestuia se remarcă (Popescu, 1990):

- dealurile submontane perșano-făgărașene (au aspectul unui brâu lat de 1 – 5 km, situat la marginea munților Făgărașului și a Perșanilor, motiv pentru care domină câmpia aluvio-proluvială situată la nord; ele sunt fragmentate de către văile care

coboară din munte, primind aspect de contraforturi, aproape lipite de munte, de unde și denumirea de „Fața Muntelui”, pentru multe dintre ele),

- Frontul de cuestă Nord-Făgărașan (reprezintă versantul drept al Văii Oltului, cel care face trecerea spre Podișul Hârtibaciului; el este fragmentat atât de râurile care vin din podiș, cât și de numeroase organisme torențiale, ce se formează pe suprafața sa, având în vedere valorile pantei de peste 20 – 25° și prezența rocilor marno-argiloase);

- dealurile izolate încorporate depresiunii (au caracterul unor martori de eroziune, rămași în urma genezei depresiunii, când procesele de eroziune asociate, prezenței Oltului pe acest traseu, au determinat distrugerea incompletă a Podișului Hârtibaciului, care se extindea până la Carpații Meridionali; în categoria acestor dealuri izolate se remarcă: Dealul Măgureicu 565 m, Dealul Secuiesc cu 496 m, Dealul Dumbraviței sau Magura Voinii cu 540 m).

Relieful de câmpie piemontană are aspectul unei vaste câmpii, care înclină dinspre sud spre nord, coborând altitudinal de la 600 – 700 m, cât are la limita cu muntele, spre 425 – 450 în vecinătatea albiei Oltului (Popescu, 1990). Ea este alcătuită dintr-o succesiune laterală de conuri și glacisuri piemontane, cărora li se adaugă luncile și terasele râurilor care vin Munții Făgăraș. Sub aspectul dispoziției conurile sunt îmbucate unele în altele, desfășându-se spre Valea Oltului, sub forma unor largi poduri sau evantaie (Popescu, 1990). Acumulările sub formă de con, realizate ritmic și succesiv sunt rezultatul viiturilor, încărcate cu cantități semnificative de materiale, care aveau loc pe râurile făgărașene, cu obârșia în circurile glaciare ale Munților Făgăraș (Popescu, 1990). După sursa citată, înlocuirea temporară a acumulărilor, sub formă de conuri, cu eroziunea laterală și în adâncime, datorită fluctuației condițiilor climatei cuaternare, a determinat etajarea, sub formă de glacisuri îmbucate sau terase, a principalelor trepte morfogenetice din cuprinsul câmpiei. S-a ajuns ca ele să constituie relieful de ansamblu a unității piemontane, care este reprezentat prin: glacisul piemontan superior, glacisurile terase, terasele și conurile fluvio-periglaciare corespondente și luncile Oltului și ale afluenților acestuia (Popescu, 1990). Dintre acestea, extensiunea cea mai mare o au glacisul piemontan superior și glacisul terasă superior, ele compunând cadrul general al câmpiei piemontane; formarea și păstrarea lor (primul sub formă de poduri piemontane interfluviale, al doilea ca treaptă suspendată în lungul râurilor care vin din munte), corespunde cu etapa în care cursul Oltul a efectuat cea mai semnificativă deplasare spre nord.

Subunități. Ponderea diferită a celor două tipuri principale de relief (dealuri și câmpie piemontană), de la un sector la altul al depresiunii, precum și modul de îmbinare teritorială a morfologiei de detaliu, permit unele diferențieri regionale, în cadrul unitar al Depresiunii Făgăraș; se remarcă în acest sens următoarele subunități morfostructurale (Popescu, 1990) (fig. 2. 12):

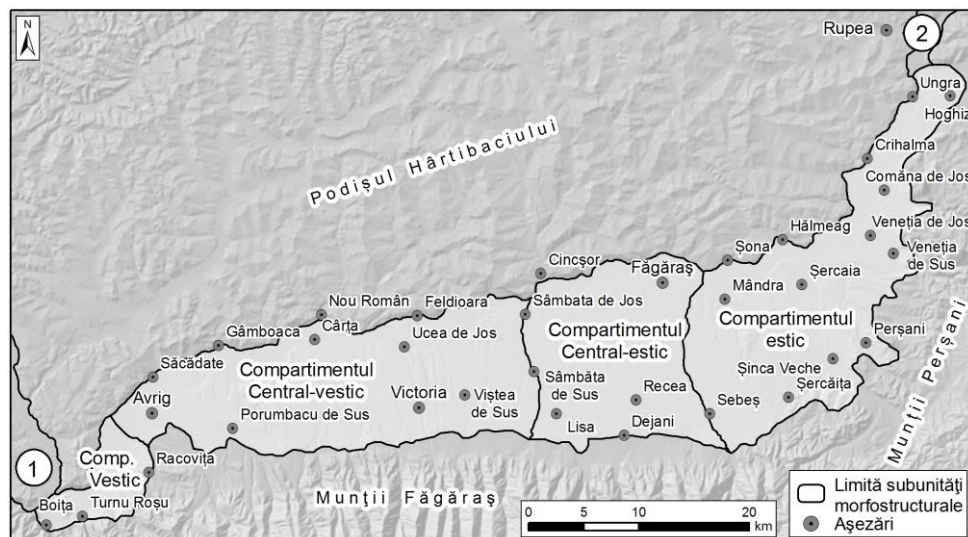


Fig. 2. 12. Subunitățile morfostructurale ale Depresiunii Făgăraș; 1 – Depresiunea Sibiului; 2 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt

- **compartimentul estic**, situat la est de Valea Sebeș, se caracterizează prin dezvoltarea considerabilă a glacisului piemontan superior, a glacisului-terasă continuat spre sud, îndeosebi la vest de Șercaia, cu un vast con fluvio-periglaciari; nota de specificitate a acestui compartiment este dată extinderea considerabilă a dealurilor submontane (dealurile Șercăiței și Perșanilor), stabilitatea geomorfologică a Frontului de cuestă Nord-Făgărașan, la care se adaugă prezența martorului de eroziune din Dealurile Dumbăviței, reprezentat de Măgura Voinii (546 m);

- **compartimentul central-estic**, cuprins între văile Sebeș și Sâmbăta, se remarcă printr-o mare uniformitate a câmpiei piemontane, în cuprinsul căreia, văile, destul de puțin adâncite, au aspectul unor lunci largi, mlăștinoase, rămase suspendate față de nivelul glacisului-terasă; acestui compartiment îi sunt incluse o parte din dealurile central-făgărașene și Frontul de cuestă Nord-Făgărașan, situat între Cincșor și Sona, modelat prin alunecări de teren;

- **compartimentul central-vestic**, localizat între văile Sâmbăta și Mârșa, se individualizează net față de restul depresiunii, prin asocierea clară, în cadrul câmpiei piemontane, a tuturor treptelor morfogenetice, aluvio-proluviale și aluviale; glacisurile terasă sunt dispuse sub forma unor evantaie etajate și îmbucate, în lungul râurilor care vin din Munții Făgăraș (Sâmbăta, Viștea, Ucea, Cârțișoara, Porumbacu și Avrîg). Fragmentarea câmpiei piemontane este mult mai accentuată decât în celelalte compartimente, datorită văilor torențiale autohtone, adânci, așa cum se întâmplă la sud de Scoreiu; subunitatea include o parte din dealurile central-făgărașene situate la limita cu muntele și Dealurile Măguricea, precum și Frontul de

cuestă Nord-Făgărașan, dintre Bradu și Cincșor, afectate de procese geomorfologice din categoria scurgerii apei pe versant și al alunecărilor de teren;

- **compartimentul vestic**, poziționat la vest de Valea Mârșa, se îngustează treptat către Turnu Roșu, fiind caracterizat de predominarea unui relief de dealuri, fragmentat de către râurile care vin din munte; morfologia specifică câmpiei piemontane dispare aproape complet, ea fiind înlocuită de terasele și lunca Oltului și a celor două Sebeșe; la rândul său, Frontul de cuestă Nord-Făgărașan primește atât aspect de versant prelung, afectat de alunecări de teren, îndeosebi între Podu Olt și Bradu, cât și aspect de abrupt structural-petrografic, între Podul Olt și Tâlmăciu; acestui compartiment îi aparține și Dealul Măgurii (564 m).

2.2.5. Depresiunea Sibiului

Localizare. Ea continuă spre vest seria unităților depresionare din sudul Depresiunii Transilvaniei, motiv pentru care nord se extinde până la Podișul Hârțibaciului (linia dată de localitățile Șura Mare și Ocna Sibiului) și Podișul Secașelor (aliniamentul dat de așezările: Ocna Sibiului, Cristian și Orlat), în vest până la Depresiunea Săliște, de care este separată de Dealul Beleunța (628 m), în sud până la Munții Cindrel (aliniamentul dat de localitățile: Orlat, Gura Râului, Poplaca, Rășinari, Cisnădioara, Sadu, Tâlmăcel și Boița), iar în partea estică până la Depresiunea Făgăraș (între Boița și Tâlmăciu) și Podișul Hârțibaciului (limita trece la est de așezările: Veștem, Mohu, Șelimbăr și Sura Mare).

Relief. Depresiunea Sibiului reprezintă o unitate de contact bine definită, prin morfologie, geneză și evoluție (Geografia României, III, 1987), în cadrul spațiului depresionar sudic din care face parte. Relieful ei este rezultatul modelării formațiunilor mio-pliocene, dispuse într-un monoclin orientat nord-est – sud-vest (Sandu, 1998), de către Cibin și afluenții săi. Din cauza unei evoluții îndelungate, morfologia depresiunii se caracterizează prin asocierea dintre dealurile piemontane și câmpia aluvio-proluvială (Sandu, 1998).

Dealurile piemontane, dintre care reprezentative sunt Dealul Tufari (552 m), Dealul Cisnădie (557 m), Dealul Cucului (598 m) etc., fiind dezvoltate pe formațiuni mio-pliocene friabile (alternanță de marne, argile nisipoase, nisipuri și pietrișuri), au ajuns să fie fragmentate sub forma unor culmi prelungi, motiv pentru care domină cu 80 – 110 m văile râurilor (Geografia României, III, 1987); ele ocupă partea central sudică a depresiunii, fiind încadrate între Valea Sevișului, la vest, și Pârâul Tocilelor, în est.

Câmpia aluvio-proluvială, fragmentată și etajată pe 100 – 150 m altitudine relativă, se prezintă sub forma unei succesiuni de conuri piemontane, la care se adaugă terasele și luncile dispuse în lungul Cibinului (Sandu, 1998). Dintre conurile piemontane se remarcă cel al Cibinului, Sadului și Sibiului. Referitor la

terase, ele sunt dispuse îndeosebi pe partea dreaptă a Cîbinului. Alături de lunca Cîbinului, această formă de relief se întâlnește și pe următorii afluenți ai acestuia: Sadu, Cîsnădie și Seviș.

Caracterul depresionar al acestei unități este accentuat nu doar de abruptul Munților Cîndrel, poziționat în sud, ci și de prezența unor abrupturi de eroziune, cu înălțimi de 150 – 200 m spre est (Podișul Hîrtîbaciului) și vest (Podișul Secașelor); doar la nord, depresiunea comunică larg spre Culoarul Vișeu.

Subunități. În depresiune, a cărei lățime depășește pe alocuri 15 km (fig. 2. 13), diversitatea formelor de relief permite deosebirea a trei sectoare (Sandu, 1998):

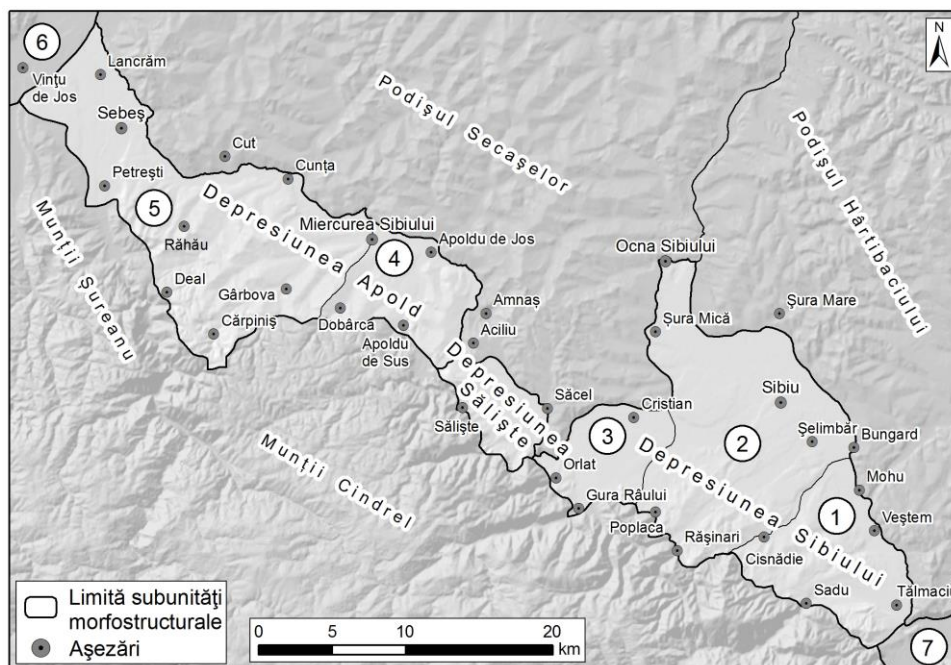


Fig. 2. 13. Subunitățile morfostructurale ale depresiunilor Sibiului, Săliștei și Apoldului; 1 – Sectorul Tâlmaciu-Cîsnădie; 2 - Sectorul Sibiu-Poplaça; 3 - Sectorul Orlat-Gura Râului; 4 - sectorul Apoldu de Sus – Miercurea Sibiului; 5 - sectorul Gârbova – Râhău; 6 – Culoarul Mureșului; 7 – Depresiunea Făgăraș

- **sectorul Tâlmaciu – Cîsnădie** prezintă un relief variat, pe fondul prezenței tuturor treptelor de relief specifice depresiunii, predominând totuși dealurile piemontane și submontane; ele sunt fragmentate de văile care vin din munte, primind aspectul unor gruiuri prelungi, menținute la altitudini de aproximativ 600 m; în continuarea dealurilor se află terasele și lunca Cîbinului, dezvoltate îndeosebi pe partea dreaptă, datorită împingerii râului spre Podișul Hîrtîbaciului; în sud începe de la aliniamentul Tâlmaciu – Tâlmăcel, iar spre nord se extinde până la Valea Cîsnădie.

- **sectorul Sibiu – Poplaca** se caracterizează prin extensiunea considerabilă a luncilor, teraselor și a podului piemontan al Cibinului; în sud este delimitat de Valea Cisnădie, iar în nord de Valea Cânepii;

- **sectorul Orlat – Gura Râului** se caracterizează printr-o mare uniformitate a reliefului, din cauza prezenței nivelului inferior de terasă și a luncii Cibinului; pentru acest sector se remarcă lipsa dealurilor submontane și a piemonturilor; este cuprins între Valea Cânepii și versantul stâng al Cibinului.

2.2.6. Depresiunea Săliște

Localizare. Ea este situată în vestul Depresiunii Sibiului (fig. 2. 13), de care o delimitează de Dealul Beleunța (628 m). La nord se extinde până la Podișul Secașelor (limita trecând pe la nord de Săcel și sud de Aciliu), în vest până la Depresiunea Apoldului (aliniaamentul dat de localitățile Aciliu și Săliște), iar în sud până la Munții Cindrelului (limita trecând pe la sud de așezările: Săliște, Vale, Sibiel și Fântânele).

Relief. Prin formarea la poalele muntelui, depresiunea se înscrie în unitățile de contact structural și morfologic, în condițiile în care formațiunile badeniene și pannoniene se întâlnesc direct cu cele cristaline ale Munților Cindrel; din această cauză contactul dintre munte și depresiune este marcat de un abrupt de circa 350 – 450 m. Și în cazul acestei depresiuni, relieful este unul fluvial, rezultat în urma adâncirii râului Săliște și a afluenților săi, în depozite mio-pliocene, dispuse sub formă de monoclin orientat nord-est - sud-vest (Sandu, 1998). Suprafața depresiunii se prezintă sub forma unui câmp neted, ce urcă altitudinal de la est (490 – 500 m) spre nord-vest (530 – 560 m), de unde caracterul său suspendat, față de depresiunile de la est (Depresiunea Sibiului) și vest (Depresiunea Apoldului). În alcătuirea câmpului neted, din partea centrală a depresiunii, participă și terasele fluviale ale Săliștei. Ele se prezintă sub forma unor trepte ce se detașează dinspre versanți (Sandu, 1998), pentru a se unii într-un singur câmp. Alături de terase, în vecinătatea albiei Săliște este prezentă lunca; ea este dispusă sub forma a două trepte: una joasă de 1,5 – 2 m și alta mai înaltă de 4 – 5 m; în profilul transversal al luncii nu se remarcă prezența abrupturilor, spre celelalte forme de relief, fapt care determină ca ea să se continue lateral prin glacisuri prelungi, care urcă adesea până la nivelul superior de terasă sau piemont, aspect ce reprezintă una din notele de specificitate a depresiunii (Sandu, 1998).

La sporirea uniformității morfologice a depresiunii, un aport deosebit a adus prezența Piemontului Sibiului, denumit și Piemontul Bercu Roșu, care este destul de bine păstrat între văile Sibiului și Vale (Sandu, 1998). Conform sursei citate, la contactul cu Munții Cindrelului are 590 m altitudine, de unde coboară până la 520 m, terminându-se printr-un abrupt de 3 m față de terasa superioară a Săliștei.

Alături de câmpul neted, din partea centrală, la contactul cu muntele și podișul, se remarcă prezența unui relief alcătuit din culmi deluroase, fragmentate de către văi. Diferențierile altitudinale și morfologice, dintre cele două sectoare deluroase, determină existența unei asimetrii a reliefului, dacă este analizat în profil transversal, de la nord la sud.

Din cauza suprafeței reduse și a uniformității morfologice, în cadrul Depresiunii Săliște consider că nu este cazul delimitării unor subunități de rang inferior.

2.2.7. Depresiunea Apold

Localizare. Continuă și ea șirul depresiunilor din partea sudică a Depresiunii Transilvaniei, fiind situată la vest de Depresiunea Săliște (fig. 2 . 13), de care este separată prin intermediul unui versant abrupt, care se extinde aproximativ între Apoldu de Jos și Aciliu. În nord este limitată de Podișul Secașelor (limita urmează contactul morfologic situat la nord de localitățile: Apoldu de Jos, Miercurea Sibiului, Cunța, Cut, Sebeș și Lancrăm), în vest de Culoarul Turda – Alba Iulia (între Lancrăm și Petrești), iar în sud de Munții Cindrel (limita trece pe la sud de localitățile: Petrești, Dumbrava, Deal, Cărpiniș, Gârbova, Dobârca și Apoldul de Sus).

Relief. Depresiunea Apold este rezultatul eroziunii diferențiate, efectuate de rețeaua hidrografică, reprezentată de către Secașul Mare și afluenții săi, care s-a adâncit în depozitele friabile (badeniene, sarmațiene și panonienne) existente la contactul cu cristalinel meridionalilor; din această cauză relieful ei este unul preponderent colinar și fragmentat.

Este vorba așadar, și în acest caz, de o depresiune de contact, asimetrică, închisă pe trei din laturile sale de versanți abrupti: la sud versantul Munților Cindrel, la est versantul interfluviului dintre bazinul Mureșului și al Oltului, iar la nord versantul sub formă de front de cuestă dinspre Podișului Secașului. Dintre cei trei versanți care limitează depresiunea, o situație aparte o prezintă cel din partea estică, aferent interfluviului dintre Mureș și Olt, care se continuă spre est cu câmpul neted al Depresiunii Săliște, care este suspendată cu aproximativ 200 m față de Depresiunea Apoldului. Comparativ cu celelalte laturi prezentate, doar la vest depresiunea se deschide larg, spre Culoarul Mureșului.

În urma unei evoluții îndelungate s-a ajuns ca relieful, din Depresiunea Apold, să fie reprezentat prin: dealuri submontane, terase și lunci (Sandu, 1998).

Dealurile submontane sunt bine dezvoltate, îndeosebi în partea sudică a depresiunii, imprimându-i acesteia un caracter colinar. Ele au lățimi de până la 3 – 4 km și altitudini de 450 – 580 m, fiind extinse de la limita cu muntele spre centrul depresiunii. Râurile care coboară din munte au fragmentat dealurile submontane,

transformându-le în interfluvii paralele (Sandu, 1998). Racordul între dealuri și terase se realizează prin intermediul unor glacisuri.

Terasele din depresiune sunt rezultatul modelării fluviale realizate de către Secașul Mare. Ele sunt dispuse monolateral, pe partea stângă a râului, fiind fragmentate de afluenții care coboară din dealurile submontane, precum și de organisme torențiale (Sandu, 1998). După sursa citată, terasele, s-au păstrat începând de la Apoldu de Jos până la Miercurea Sibiului și, apoi, de la Cunța până la Sebeș, pe o lungime de aproximativ 22 km.

Luncile colectorului principal și a afluenților săi reprezintă cele mai recente trepte de relief din cadrul depresiunii. Lunca Secașului Mare este prezentă pe ambele maluri ale albiei, ajungând pe alocuri la lățimi de peste 1 km, după cum se întâmplă în sectorul Miercurea Băi – Cunța, pentru ca apoi să se îngusteze la 300 m, din cauza traversării anticlinalului Doștat – Șpring (Sandu, 1998). Pe afluenții de stânga ai Secașului Mare lunca apare sub forma unor fâșii înguste (80 – 200 m lățime), dispuse monolateral, îndeosebi pe partea stângă (Sandu, 1998).

Subunități. Diferențierile morfologice existente în cadrul unității permit separarea a două sectoare (Sandu, 1998), delimitate de Valea Dobârca:

- **sectorul Apoldu de Sus – Miercurea Sibiului** se caracterizează prin prezența glacisurilor, menținute la altitudini de 400 – 430 m, așa cum este cel de la Apoldu de Sus, cel dintre Aciliu și Amnaș, la care se adaugă prezența nivelului inferior de terasă de pe văile Secașului Mare, Amnașului și Apoldului;

- **sectorul Gârbova – Răhău** are un relief mai variat, datorită prezenței și dealurilor submontane, cele care imprimă caracter colinar depresiunii; alături de dealuri sunt prezente glacisuri, care fac trecerea spre terase, pentru ca apoi, la partea inferioară a acestora să fie prezente luncile.

Mai trebuie că, depresiunile Sibiu, Săliște și Apold, considerate împreună, sub aspect genetic și evolutiv, alcătuiesc Culoarul depresionar Sibiu-Apold, așa cum a fost el denumit de Sandu în 1998.

2.2.8. Culoarul Turda – Alba Iulia

Localizare. Unitatea morfologică de față se suprapune Culoarelor Mureșului Mijlociu și a Arieșului Inferior. Din acest motiv, în nord se extinde până la Câmpia Transilvaniei (aliniamntul dat de localitățile: Hădăreni, Vișoara și Turda), în vest până la Podișul Măhăceni (limita urmărește inițial localitățile Moldovenești, Plăiești și Bădeni, pentru ca apoi să fie dată de Valea Unirii, de unde se continuă pe la Decea, Mirăslău, Aiud, Livezile și Poiana Aiudului) și Munții Apuseni (limita se află la vest de așezările: Livezile, Magina, Gârbova de Sus, Geomal, Geoagiu de Sus, Cetea, Galda de Sus, Tibru, Craiva, Țelna, Ighiel, Șard, Micești, Alba Iulia, Vurpăr și Vințu de Jos), în sud până la Vințu de Jos (de unde în aval Culoarul Mureșului se continuă

cu sectorul dintre Munții Metaliferi și Munții Șureanu, denumit Culoarul Orăștiei), iar în est până la Depresiunea Apold (limita trece pe la vest de Petrești și Lancrăm) și Podișul Târnavelor (aliniamentul dat de localitățile: Zărieș, Căpuș, Peșelca, Meșcreac, Ciumbud, Păgida, Gâmbaș, Micoșlaca, Uioara de Jos, Ocna Mureș, Uioara de Sus, Noșlac, Căptălan, Copand și Stâna de Mureș).

Relief. Unitatea fiind axată pe cursul mijlociu al Mureșului inferior și al Arieșului, se prezintă sub forma unei depresiuni marginale, cu lățimi care merg până la valoarea de 10 – 15 km, la nivelul interfluviilor (la altitudini de 450 – 550 m), dar care este mai îngustă (3 – 5 km) și compartimentată, în partea inferioară, la nivelul luncilor și al teraselor (220 – 350 m altitudine) (Geografia României, III, 1987).

Relieful culoarului este rezultatul modelării îndelungate a unui substrat alcătuit din roci cu vârste diferite (începând din cretacic și până în cuaternar), pe fondul mișcărilor neotectonice (care au favorizat existența unor arii de subsidență, evidențiate de convergențele hidrografice de la Câmpia Turzii și Alba Iulia (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, în cadrul culoarului se remarcă asocierea unor arii depresionare bine conturate (Turda, Câmpia Turzii, Aiud și Alba Iulia) cu unități deluroase (de exemplu, dealurile de pe dreapta Mureșului din aval de Aiud etc.), care uneori sunt intercalate părții centrale a culoarului, așa cum este în cazul Dealului Bilag (403 m).

Tot din cauza unei evoluții îndelungate, în condițiile menținerii Mureșului pe același traseu, se remarcă atenuarea abrupturilor de contact, prin interpunerea unor trepte de glacisuri piemontane, așa cum sunt cele de la limita cu Munții Trascăului (grupă a Munților Apuseni), terasate și fragmentate de către afluenții de dreapta (Aiud, Gârbova, Stremț, Ighiu, Ampoi etc.) a colectorului principal.

La partea inferioară a Culoarului Mureșului sunt prezente terasele și lunca. Au fost identificate opt terase (Savu și Haidu, 1984): cea superioară, cu altitudini relative de 130 – 140 m, este prezentă la altitudini absolute de 390 m, iar cea inferioară (3-6 m) corespunde luncii; între acestea se situează celelalte terase t_2 (8 – 12 m), t_3 (16 – 24 m), t_4 (27 – 40 m), t_5 (45 – 55 m), t_6 (65 – 80 m) și t_7 (90 – 115 m). Cele mai dezvoltate sunt terasele superioare (65 – 80 m, 90 – 115 m, 130 – 140 m), prezente mai ales pe partea dreaptă a culoarului, având aspectul unor trepte modelate pe seama glacisului piemontan al Munților Trascău (Geografia României, III, 1987). Lunca este bine dezvoltată pe ambele maluri ale Mureșului, având lățimi cuprinse între 2 și 2,5 km.

Subunități. Diferențierile morfologice din cadrul culoarului permit individualizarea a două compartimente (fig. 2. 14): Depresiunea Aiud – Alba Iulia și Depresiunea Turda – Câmpia Turzii, separate de îngustarea de la Mirăslău (Geografia României, III, 1987).



Fig. 2. 14. Subunitățile morfostructurale ale Culoarului Turda-Alba Iulia și ale Podișului Măhăceni; 1 – Depresiunea Hășdate-Vlaha; 2 – Depresiunea Apold

Depresiunea Aiud – Alba Iulia este asimetrică sub aspect morfologic, având un versant drept, care coboară gradat dinspre dealurile piemontane, de la limita cu Munții Trascăului, spre lunca Mureșului, și unul stâng, care se înalță brusc, dinspre albia Mureșului spre Podișul Târnavelor; acest versant, cu aspect

de front de cuestă, este intens afectat de procese geomorfologice de tipul alunecărilor de teren (Nicula et al., 2017) și din cauză că pe alocuri este subminat de albia Mureșului. La partea inferioară a unității sunt prezente terasele, lunca și albia meandrată a Mureșului.

Depresiunea Turda - Câmpia Turzii are în componență Culoarul Inferior al Arieșului (începe de la Moldovenești și se continuă până la vărsarea Arieșului în Mureș) și Culoarul Mureșului (sectorul Mirăslău Gura Arieșului). Depresiunea a rezultat în urma adâncirii Arieșului în depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei.

Principala caracteristică a reliefului o reprezintă asimetria dintre versantul stâng și drept al Arieșului. Primul se prezintă sub forma unui abrupt, cu înclinări care ajung la valori de 25 – 35°, rezultat în urma abaterii cursului Arieșului spre nord și nord-est, pentru ca cel de-al doilea, să fie puțin înclinat (12 – 15°), pe el fiind prezente terasele Arieșului, dezvoltate în evantai, făcând trecerea spre Podișul Măhăcenilor.

La Turda, prezența masivului de sare, cel care prin mobilitatea sa a generat culele diapire, are efecte în relief, așa cum se întâmplă în cazul podul terasei de 65 – 70 m, care este boltit (Geografia României, III, 1987). Și în aval de Gura Arieșului, în Culoarul Mureșului, relieful este unul asimetric, cu versantul stâng mai proeminent și mai abrupt, în timp ce versantul drept este mai puțin înclinat, având în partea mediană și inferioară terasele Mureșului.

2.2.9. Podișul Măhăceni

Cu toate că majoritatea autorilor (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001; Badea, 2006 etc.), care au elaborat lucrări de sinteză, consideră Podișul sau Dealurile Măhăceni parte componentă a Culoarului Turda – Alba Iulia, apreciez, din punct de vedere geomorfologic, că el poate fi tratat ca o subunitate distinctă a Dealurilor și Depresiunilor Submontane, de pe marginea Depresiunii Transilvaniei (fig. 2. 14).

Localizare. Spre nord și est podișul se extinde până la Culoarul Turda – Aiud (limita urmărește localitățile Moldovenești, Plăiești și Bădeni, apoi Valea Unirii până la Unirea, de unde se continuă, trecând pe la Decea și Mirăslău, până la Aiud), în sud până la Valea Aiudului (sectorul Aiud – Poiana Aiudului), iar în vest până la Munții Apuseni, grupa Munților Trascău (limita trece pe la vest așezările: Poiana Aiudului, Rachiș, Podeni, Pietroasa și Moldovenești).

Relief. Morfologia podișului, fiind una specifică teritoriilor de tranziție, de la munte la depresiune, se caracterizează prin prezența unor culmi interfluviale extinse, orientate de la vest la est, dispuse în alternanță cu văi, în care râurile s-au adâncit semnificativ, prin depozitele friabile ale Sarmațianului și Pannonianului. Cu toate că formațiunile geologice sunt dispuse cutat, relieful structural nu se evidențiază, prin

forme tipice, cu excepția marilor înălțimi orografice, care se mențin pe anticlinale și a unor cueste, așa cum sunt cele de pe dreapta Văii Văleni (Onac, 2010). Aceleași depozite, la care se adaugă modul de utilizare al terenurilor, sunt responsabile de prezența alunecărilor de teren pe versanți.

Culmile interfluviale unitare, prin menținerea la altitudini medii de 500 – 550 (Dealul Rotund 546 m, Dealul Orbănoaia 545 m, Dealul Sitacelor 530 m, Dealul Măglicei 503 m și Dâmbu Rotund 556 m), sporesc atributul de podiș al acestei unități morfostructurale.

De asemenea, caracterul de podiș este evidențiat și de relativa suspendare față de Culoarul Arieșului (spre care relieful coboară în trepte, reprezentate de terasele fluviale) și Culoarul Mureșului, spre care se termină printr-un versant abrupt, la a cărui partea inferioară se remarcă doar fragmente ale teraselor Mureșului.

Podișul are tendința să se detașeze de munte prin intermediul culoarului suspendat Podeni - Pietroasa, drenat în sens opus de văile Vălenilor (afluent al Arieșului) și Hidișului sau Rachișului (afluent al Aiudului).

Suprafața redusă și a uniformitatea morfologică, nu impun delimitarea unor subunități morfostructurale în cadrul Podișului Măhăceni.

2.2.10. Masivul Feleacului

Localizare. Spre est Masivul Feleacului se extinde până la Câmpia Transilvaniei (față de care inițial limita urmărește localitățile Tureni, Ceanu Mic, Aiton și Pata, pentru ca apoi să se continue prin Valea Zăpodie, între Pata și Sănnicoară), în nord ajunge până la Culoarul Someșului Mic (sectorul Sănnicoară – Luna de Sus), iar în vest și sud până la Depresiunea Hășdate-Vlaha (limita trece pe la nord de localitățile: Vlaha, Vălișoara, Ciurila, Pruniș, Deleni și Tureni) (fig. 2. 15).

Relief. Folosirea termenului de masiv, pentru desemnarea acestei unități morfologice, se justifică (alături de aspectul morfologic), prin prezența unei cordiliere de cristalin, mascată de depozite eocene, în extremitatea vestică și miocene (badenian-sarmațian), în centru și est (Geografia României, III, 1987); cristalinelul se întâlnește la doar în Măgura Sălicii (824 m), în timp ce în Vârful Pena (832 m), cel mai înalt al masivului, apar doar blocuri in situ.

Masivul Feleacului se prezintă sub forma unei culmi unitare, orientată de la vest spre est, care măsoară 28 km între Luna de Sus și Aiton. Partea centrală a Masivului depășește 600 m, principalele noduri orografice fiind: Vârful Pădurea Big (603 m), Vârful Săvădisla est (659 m), Vârful Măgura Sălicii (824 m), Vârful Peana (832 m), Vârful Feleac (744 m), Vârful Sălașului (723 m) și Vârful Cioltul Mare (711 m).

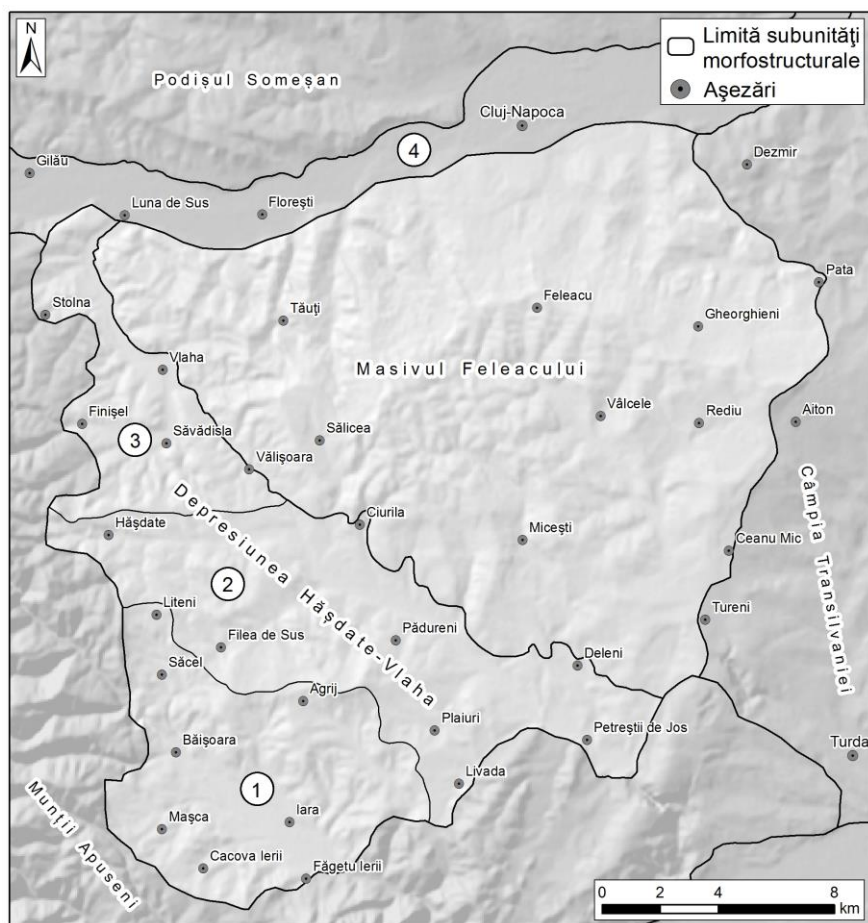


Fig. 2. 15. Subunitățile morfostructurale ale Masivului Feleac și ale Depresiunii Hășdate-Vlaia; 1 – Compartimentul Iara; 2 - Compartimentul Hășdate; 3 – Compartimentul Vlaia; 4 – Culoarul Someșului Mic

Pe fondul modelării fluviale, de către rețeaua hidrografică ce se drenează spre nord și sud, particularitățile litologice și structurale se evidențiază în relieful masivului îndeosebi prin diferențele dintre sectorul vestic (suprafețe structurale, cueste, doline pe calcare eocene etc.) și cel estic, unde cuvertura de nisipuri sarmațiene (placă cu marne badeniene, impermeabile, în care se întâlnesc numeroși trovanți sau concrețiuni grezoase de Feleac), susține un front morfologic larg, favorabil alunecărilor de teren (Geografia României, III, 1987).

Versantul nordic al masivului este mult mai unitar și mai înclinat spre Culoarul Someșului Mic, comparativ cu care, cel dinspre Depresiunea Hășdate-Vlaia este mai prelung și mai fragmentat de văi, între care se păstrează culmi interfluviale secundare.

Toate aceste particularități determină ca Masivul Feleacului să constituie un sector morfologic aparte, în cadrul Dealurilor și Depresiunilor Submontane din vestul Depresiunii Transilvaniei, care contrastează cu teritoriile înconjurătoare mai joase, pe care le domină altitudinal, concurând parcă bordura estică, mai coborâtă, a Munților Apuseni.

Nici în acest caz nu se impune delimitarea de subdiviziuni, din același motiv al uniformității morfologice și a suprafeței reduse.

2.2.11. Depresiunea Hășdate-Vlașa

Teritoriul depresionar situat între Masivul Feleacului și Munții Apuseni, a primit de-a lungul timpului diverse denumiri, între care se remarcă: Depresiunea Hășdate-Vlașa (Morariu et al., 1980), Complexul depresionar al Dealurilor Feleacului (Geografia României, III, 1987), Depresiunea Iara-Hășdate și Culoarul Săvădisla (Pop, 2001), Depresiunea Vlașa-Iara (Badea, 2006) etc. Indiferent de numele acceptat, teritoriul respectiv rămâne unul compartimentat, de către culoarele de vale ale râurilor principale, care îl drenează. Acesta este unul dintre motivele, pentru care consider oportun ca cele trei compartimente - Hășdate (drenat de Hășdate), Iara (drenat de Iara) și Vlașa (drenat de Feneș) – să fie abordate împreună, sub aceeași denumire. De asemenea, legăturile dintre compartimente se fac prin înșeuări largi, fapt care sporește caracterul depresionar al acestei unități morfostructurale, comparativ cu cele înconjurătoare.

Localizare. În nord și est depresiunea este limitată de Masivul Feleacului (limita trece pe la nord de localitățile: Tureni, Deleni, Pruniș, Ciurila, Vălișoara, Vlașa, pentru a se continua apoi până la sud de Luna de Sus), iar în vest și sud de Munții Apuseni (limita trece inițial pe la vest de localitățile: Stolna, Finișel, Hășdate, Liteni, Săcel, Băișoara și Mașca, pentru a merge apoi pe la sud de așezările: Cacova Ierii, Făgetul Ierii, Surduc, Livada și Petreștii de Jos).

Relief. Modelarea îndelungată a depozitelor eocene și miocene, prin intermediul rețelei hidrografice, a determinat geneza unui relief fluvial, aflat într-un stadiu înaintat de evoluție. El este caracterizat de prezența unor culoare de vale largi, cu aspect depresionar, între care se află culmi interfluviale cu aspect colinar. Spre est depresiunea este închisă de culmile Petreștilor și Sănduleștilor, care sunt străbătute de râul Hășdate (prin Cheile Turzii), și râul Iara (prin defileul de la Surduc), de unde și caracterul suspendat al acestui teritoriu. În vest depresiunea se deschide către Culoarul Someșului Mic, spre care se drenează Valea Feneș, motiv pentru care compartimentul Vlașa este mai fragmentat de către afluenții acestuia.

Subunități. Cu toate că nu se înregistrează diferențieri semnificative între diferitele sectoare ale depresiunii, se pot totuși individualiza trei compartimente (care

la fel de bine pot fi denumite și depresiuni) de rang inferior, delimitate de cumpăna apelor dintre râurile care le drenează; acestea sunt (fig. 2. 15):

- **Compartimentul Hășdate** este drenat de râul cu același nume și se află în partea estică a unității analizate, între Masivul Feleacului și Depresiunea Iara;
- **Compartimentul Iara**, drenat de râul omonim, este localizat în partea sudică a unității, între Compartimentul Hășdate și Munții Apuseni;
- **Compartimentul Vlaha** este situat în partea nord-vestică a depresiunii, între Masivul Feleacului și Munții Apuseni, continuând compartimentele precedente.

2.2.12. Podișul Păniceni

În unele surse bibliografice Podișul Păniceni este tratat împreună cu Depresiunea Huedin, primind astfel diverse denumiri: Podișul Huedin-Păniceni (Geografia României, III, 1987), Podișul Păniceni și Depresiunea Huedin (Pop, 2001), Podișul Huedinului (Badea, 2006) etc. Pornind de la diferențierile de ordin morfologic existente, între cele două unități, consider adecvată abordarea separată a lor.

Localizare. Se suprapune bazinelor hidrografice superioare ale Nadășului, Căpușului și Crișului Repede (Pop, 2001), motiv pentru care în est se extinde până la Podișul Someșan (limita începe de la est de Dumbrava și se continuă până la vest de Aghireșu), în nord până la Depresiunea Almaș-Agrij (limita urmărește inițial cumpăna de ape dintre Almaș și Nadăș, apoi pe cea dintre Almaș și Crișul Repede), în vest până la Depresiunea Huedin (de care este separată prin interfluviul dintre văile Șipotu și Domoșu), iar în sud până la Munții Apuseni (limita trece pe la sud de așezările: Mănăstireni, Bedeciu și Păniceni) (fig. 2. 16).

În unele surse bibliografice (Mac, 1979 și Pop, 2001) Podișul Păniceni este extins și în bazinul superior al Almașului, pe considerentul că relieful este similar cu cel din bazinul superior al Nadășului, Căpușului și Crișului Repede, el fiind rezultatul adaptării rețelei hidrografice la morfostructura ridicată, ce traversează de la sud la nord Podișul Someșan, pe aliniamentul: Mănăstireni-Leghia-Voievodeni-Cernuc-Rus-Frâncenii de Piatră-Poiana Blenchii (Mac, 1979). Cu toate acestea, în lucrarea de față, bazinul superior al Almașului este considerat parte componentă a Depresiunii Almaș-Agrij.

Relief. Prezența unor defileuri epigenetice, așa cum este cel al Crișului Repede (în dreptul Culmii Meseș – Săcuieu) și al Căpușului (între Bedeciu și Căpușu Mic), între podiș și ariile de subsidență locale, dinspre care se impulsionează eroziunea fluvială, a determinat ca relieful să fie unul maturizat (Geografia României, III, 1987). În aceste condiții, singurul compartiment în care râurile s-au adâncit mai viguros este cel aferent bazinului hidrografic al Nadășului și afluenților săi, fapt care și explică de altfel scoaterea în evidență a structurii la Leghia.

Prezența depozitelor geologice de vârstă eocenă, dispuse monoclin, a cauzat formarea unui relief tipic, reprezentat prin succesiuni de fronturi de cuestă (simple sau etajate), suprafețe structurale, martori de eroziune, văi subsecvente etc. (Geografia României, III, 1987). Între văile care fragmentează partea sudică a podișului, se remarcă prezența unor suprafețe structurale, cu rol de interfluvii, care coboară altitudinal dinspre munte spre Valea Crișului Repede.

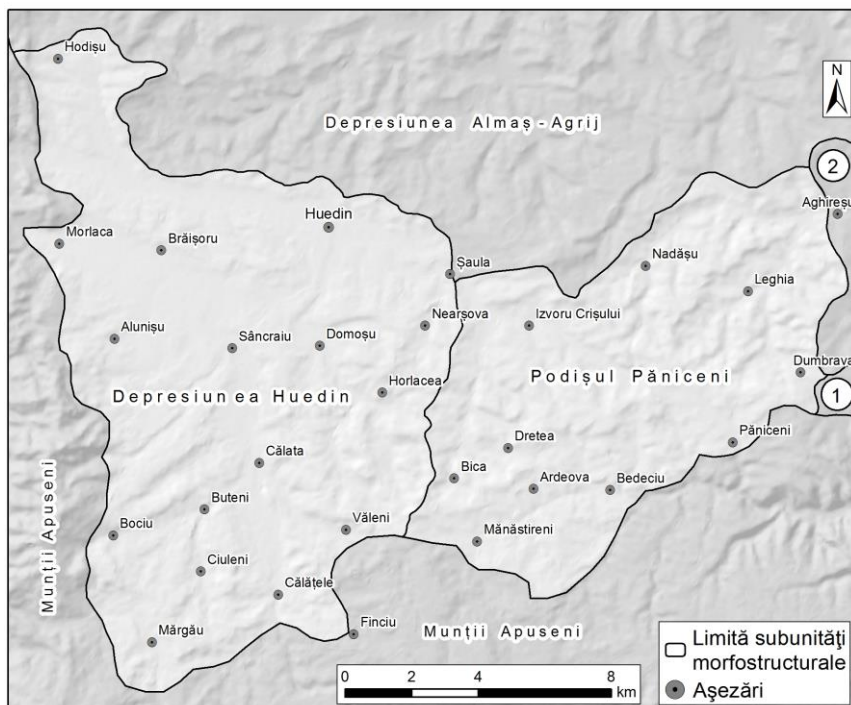


Fig. 2. 16. Subunitățile morfostructurale Podișul Păniceni și Depresiunea Huedin; 1 – Culoarul Căpușului; 2 – Podișul Someșan

Mișcările tectonice rhodanice și valahice, care s-au manifestat mai intens în Munții Apuseni, au determinat pe de o parte antrenarea pe verticală și a Podișului Păniceni, care apare suspendat față de Podișul Someșan, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij, iar pe de altă parte boltiri locale ale depozitelor, sub formă de cupole, subordonate unui monoclin general (Mac, 1979). Acestea din urmă, au fost reliefate de către rețeaua hidrografică sub formă de butoniere, așa cum este în cazul celor de la Leghia, Bica și Dretea, cu precizarea că ultimele două sunt butoniere de obârșie (Mac, 1979).

Prezența reliefului carstic, concretizat prin lapiezuri și doline dispuse sub formă de aliniamente, pe suprafața Dealului Glimeia, este rezultatul existenței

unor suprafețe structurale calcaroase (Geografia României, III, 1987), în extremitatea sudică a podișului.

Uniformitatea morfologică a podișului nu impune delimitarea de unități de rang inferior.

2.2.13. Depresiunea Huedin

Localizare. La est se extinde până la Podișul Păniceni, (limita trece pe interfluviul dintre văile Șipotu și Domoșu), în nord până la Depresiunea Almaș-Agrij (limita fiind dată de interfluviul dintre Crișul Repede și Almaș), iar în vest și sud până la Munții Apuseni (aliniamentul dat de localitățile: Hodișu, Morlaca, Alunișu, Bociu, Mărgău, Călățele și Văleni). În consecință, părții nord-vestice a depresiunii i se include și Platoul Hodișului, situat la vest de Valea Hodișului.

Relief. Întregul spațiu depresionar este drenat de afluenți ai Crișului Repede: Domoșu, Călata, Hodișu etc. Ei s-au adâncit în depozite dispuse monoclinal, ce înclină preponderent de la nord spre sud. Din acest motiv reprezentant este relieful structural prezent sub formă de cueste (așa cum este cea de pe dreapta Văii Crișului Repede), suprafețe structurale, văi subsecvente, văi consecvente etc. Pe suprafața fronturilor de cuestă, datorită modelării torențiale, se dezvoltă pâlnii cataclinale, așa cum sunt cele de pe versantul drept al Văii Crișului Repede.

Prezența unor defileuri, la ieșirea Crișului Repede și a Călatei din depresiune, a determinat ca adâncirea râurilor să nu fie una considerabilă, motiv pentru care acesta este suspendată, comparativ cu Depresiunea Almaș-Agrij, situată la nord și drenată de râuri care se raportează la nivelul de bază mult mai dinamic, al Someșului de la Jibou (fig. 2. 16).

Un alt rezultat al modelării fluviale îndelungate îl reprezintă terasele, în număr de trei, păstrate mai ales pe stânga Crișului Repede și cuprinse altitudinal între 2 – 3 m și 20 – 25 m (Posea, 1978); la rândul lor și luncile râurilor sunt bine dezvoltate, primind caracter de șes aluvial, așa cum este în cazul Crișului Repede (Horvath, 2008).

Nici în acest caz nu impune delimitarea de unități de rang inferior.

2.2.14. Depresiunea Almaș-Agrij

Localizare. Unitatea depresionară este limitată la est de Podișul Someșan (limita urmărește interfluviul dintre afluenții de stânga ai Nadășului, Someșului Mic și Gârboului, respectiv cei de dreapta ai Almașului), în nord de Culoarul Someșului (sectorul Tihău - Jibou), în vest de Munții Meseșului (limita trece pe la vest de localitățile: Ciglean, Creaca, Jac, Stâna, Ciumârna, Treznea, Bozna, Sângeorgiu de

Meseș, Huta și Hodișu), iar la sud de Depresiunea Huedin și Podișul Păniceni, limita urmărind interfluviul dintre Almaș, Crișul Repede și Nadăș (fig. 2. 17).

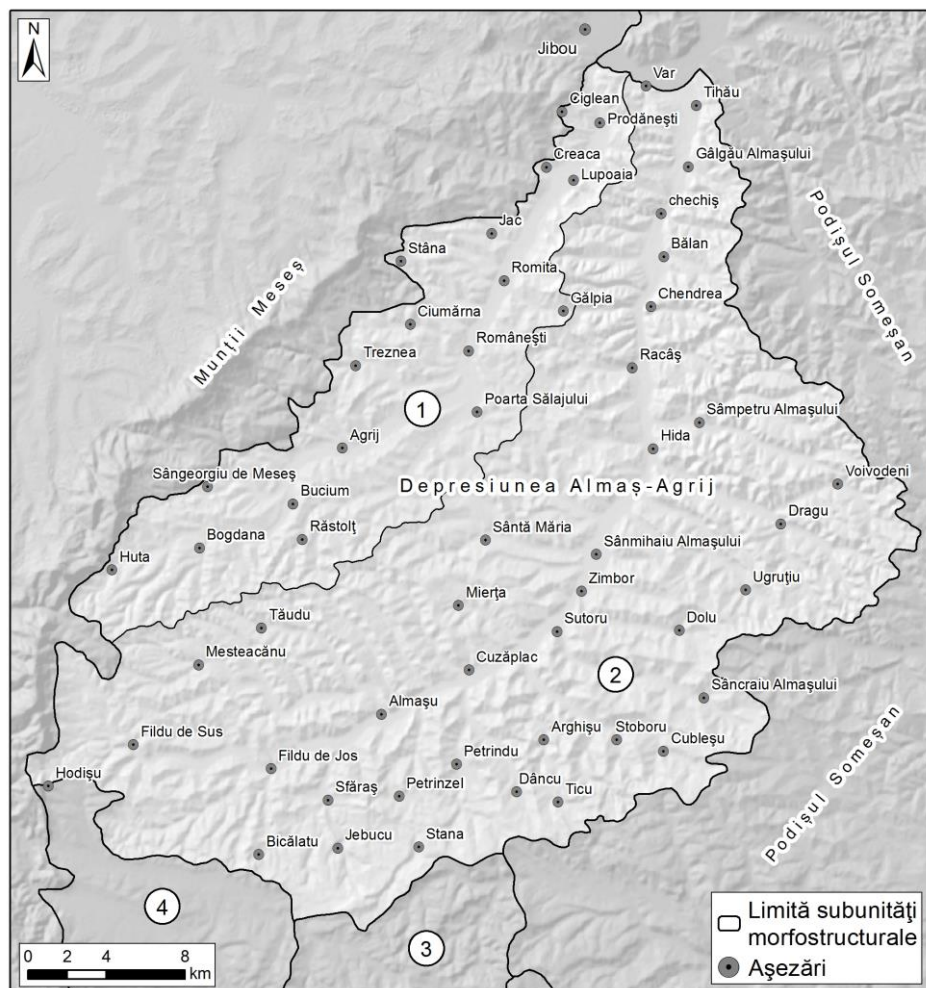


Fig. 2. 17. Subunitățile morfostructurale ale Depresiunii Almaș Agrij; 1 – Depresiunea de contact a Agrijului; 2 Bazinul Depresionar al Almașului; 3 – Podișul Păniceni; 4 – Depresiunea Huedin

Relief. Formarea depresiunii este rezultatul adaptării rețelei de văi, la contactul dintre cristalinul Munților Meseș și sedimentarul monoclinal al Depresiunii Transilvaniei. În urma rectificărilor hidrografice, care au avut loc începând cu exondarea acestui teritoriu, s-a ajuns ca depresiunea să fie drenată de Almaș, Agrij și afluenții lor. Se poate considera, în acest context, că formarea depresiunii este exclusiv rezultatul eroziunii semnificative a rețelei hidrografice, care impulsionată de aria de subsidență de la Jibou, și-a consumat energia pe un substrat

geologic eterogen, atât ca vârstă, cât și ca alcătuire (Geografia României, III, 1987). De asemenea, modelarea fluvială îndelungată a determinat ca aria depresionară să fie mai coborâtă cu câteva sute de metri față de unitățile din est (150 – 200 m față de Podișul Someșan), sud (100 – 150 m comparativ cu Depresiunea Huedin și Podișul Păniceni) și vest (400 – 500 față de Munții Meseș).

Trecerea de la rocile mai dure ale Munților Meseș, de vârstă priaboniană, reprezentate de șisturi cristaline, conglomerate, șisturi argiloase, calcare, marne calcaroase, la depozite mai friabile specifice depresiunii (marne, nisipuri, șisturi argiloase, argile roșii etc.), poate fi urmărită în profilul văilor afluenților de stânga ai Agrijului, care din înguste în sectorul superior, prezintă largiri locale, sub formă bazinete, după ce au pătruns în marnele cu numuliți (Geografia României, III, 1987).

Aceeași varietate litologică și dispunerea monoclinală a depozitelor a determinat ca văile să fie asimetrice, având un caracter subsecvent, după cum se întâmplă și în cazul Văii Agrijului, a cărei versant drept este mai abrupt și fragmentat de văi obsecvente cu lungimi de doar 2 – 3 km. În aceste condiții, dintre elementele reliefului structural se remarcă fronturile de cuestă, care sunt de două tipuri: structurale, întâlnite pe toți afluenții de dreapta și de stânga ai Almașului, îndeosebi până la Hida, și de subâmpingere, pe versantul drept al Almașului și Agrijului, dar numai în cursul inferior (Geografia României, III, 1987).

Alături de relieful fluvial și cel structural, orizonturile de roci mai dure cum sunt gresiile, determină geneza reliefului litologic evidențiat de: prezența unor abrupturi de 5 – 6 m înălțime (pe dreapta văii Agrijului la Romita), de existența martorilor petrografici, a complexului de prăbușiri pe microconglomerate de la Gâlgăul Almașului, care se menține pe un front de câteva sute de metri la Gradina Zmeilor (Geografia României, III, 1987).

Prezența unor depozite mai dure, în jumătatea nordică a depresiunii, determină ca atât Valea Almașului, cât și cea a Agrijului să se îngusteze primind aspect de defileu. De pildă, Valea Almașului se îngustează între Gâlgăul Almașului și Tihău datorită prezenței gresiilor și conglomeratelor burdigaliene, pentru ca Valea Agrijului să aibă un sector îngust între Prodănești și Jibou, îndeosebi datorită calcarelor priaboniene.

Pe versanții văilor se remarcă existența formelor de relief datorate scurgerii torențiale, a apelor provenite din precipitații, și alunecărilor de teren (Irimuş et al., 2017).

Terasele fluviale, cu toate că sunt păstrate doar fragmentar pe Almaș, Agrij și unii afluenți, oferă informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial din depresiune.

La partea inferioară a văilor se remarcă prezența unor lunci dezvoltate, cu lățimi de până la 1,2 – 1,3 km, în cadrul cărora râurile meandreză, ca efect al valorii reduse a pantelor din albi; luncile se mențin dezvoltate până în sectorul superior al

Almaşului (la Fildu de Jos şi Sfăraş) şi Agrijului (la Buciumi), contribuind şi ele la caracterul de bazinet depresionar al acelor locuri.

Subunităţi. Cu toate că depresiunea este drenată de două râuri principale, care au avut o evoluţie diferită, cumpăna de ape dintre ele, îngustă, fragmentată şi coborâtă, sub înălţimea generală a unităţilor din jur (Savu, 1963), nu constituie un element morfologic care să impună delimitarea de unităţi de rang inferior. Cu toate acestea, Savu (1963) pornind de la diferenţele morfologice, date de structura din cadrul celor două bazine hidrografice, propune două subunităţi (fig. 2. 17):

- **Depresiunea de contact a Agrijului**, longitudinală şi asimetrică, s-a format în detrimentul depozitelor sedimentare eocene şi oligocene, care după ce anterior s-au depus discordant şi transgresiv peste cristalinul Munţilor Meseş, au fost erodate de către Agrij şi afluenţii săi;

- **Bazinul depresionar al Almaşului** este rezultatul eroziunii îndelungate şi intense a Almaşului şi a afluenţilor săi, care s-au dezvoltat în detrimentul Podişului Someşan, Podişului Păniceni şi al Depresiunii Huedin.

2.2.15. Culoarele de vale

Şi în cazul Dealurilor şi Depresiunilor Submontane se remarcă prezenţa câtorva sectoare de vale, care delimitează unităţile morfostructurale principale. În cadrul lor se includ: Culoarul Someşului Mare (sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), Culoarul Mureşului (sectorul Deda - Reghin) şi Culoarul Căpuşului (sectorul amonte de Căpuşu Mic şi Gilău).

Culoarul Someşului Mare, sectorul Sângeorz-Băi – Beclean, separă dealurile Bistriţei, situate la sud, de Podişul Someşan, poziţionat la nord. Culoarul s-a format prin adâncirea Someşului Mare în depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei. Diferenţele structurale şi litologice au determinat formarea a două sectoare distincte: unul mai îngust, între Sângeorz-Băi şi Nimigea de Sus, şi altul mai larg, între Nimigea de Sus şi Beclean (Pop, 2001). Primul sector este sculptat în gresii burdigaliene, dispuse monoclinal, fapt care a imprimat Văii Someşului Mare un caracter subsecvent, cuesta fiind dezvoltată pe partea stângă a culoarului. Cel de-al doilea sector, cu toate că în profil transversal se menţine asimetric, se caracterizează prin prezenţa teraselor fluviale, dispuse pe ambele maluri ale Someşului Mare.

Culoarul Mureşului, sectorul Deda – Reghin, este localizat între Dealurile Bistriţei, situate la nord, şi Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, poziţionate la sud. Culoarul s-a format prin adâncirea Mureşului, după ajungerea în formaţiuni sedimentare de vârstă sarmaţiană şi panoniană. Încă de la ieşirea din munte culoarul se lărgeste brusc, ajungând la lăţimi cuprinse între 3 şi 5 km, aşa

cum este în dreptul localității Brâncovenești. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele și lunca Mureșului.

Culoarul Căpușului, sectorul amonte de Căpușu Mic - Gilău, separă Podișul Someșan, situat la nord, de Munții Apuseni, localizați la sud. Morfologic se poate considera că reprezintă o continuare a Culoarului Someșului Mic în amonte de Gilău.

Principala caracteristică a culoarului, analizat în profil transversal, este asimetria pronunțată, datorată caracterului său subsecvent, la contactul dintre cristalin și sedimentarul eocen (Geografia României, III, 1987). Versantul drept, mai puțin înclinat, cu aspect de suprafață structurală, contrastează cu cel stâng, la nivelul căruia, cele două orizonturi de calcare grosiere eocene sunt reliefate sub aspect de front de cuestă etajat; nivelul superior este mai fragmentat și se menține la altitudini de 650 – 700 m (atingând valoarea maximă de 737 m în Dealul Ursului), pentru ca cel inferior, să fie mai slab conturat, sub formă de brâu structural, la altitudinea de 550 – 600 m (Geografia României, III, 1987). Aceștia li se adaugă frontul secundar menținut pe orizontul cu numuliți (Posea, 1963). La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale, îndeosebi pe partea dreaptă, căroră li se adaugă lunca.

Concluzii. Urmărirea principalelor unități și subunități morfostructurale, ale Depresiunii Transilvaniei, relevă că acestea au o morfologie diversă și complexă, rezultată în urma unei evoluții îndelungate. Comparativ cu partea centrală a depresiunii (Podișul Transilvaniei), care este mai uniformă, Dealurile și Depresiunile Submontane sunt mult mai diverse, în condițiile în care subdiviziunile lor sunt influențate direct de prezența Munților Carpați. Toate acestea denotă că, baza separării unităților morfostructurale, ale depresiunii, a constituit-o maniera în care au participat factorii interni și externi la geneza reliefului. Dacă la modul general depresiunea este rezultatul tectonicii, morfologia de detaliu, specifică diversele sale subunități, este mai degrabă efectul manifestării proceselor geomorfologice externe, pe seama structurilor și rocilor.

CAPITOLUL 3

EVOLUȚIA ȘI STRUCTURA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Relieful din Bazinul Transilvaniei fiind rezultatul modelării depozitelor și structurilor geologice, de către agenți, prin intermediul proceselor geomorfologice, în secțiunea de față a lucrării, sunt abordate probleme de geologie; cunoașterea lor ajută la o înțelegere mai obiectivă a genezei și evoluției reliefului.

Bazinul Transilvaniei este unul de tip back-arc semiizolat (Krézsek et al., 2010), situat în partea estică a Paratethysului Central; este mărginit de Carpații Estici, Carpații Sudici și Munții Apuseni.

Formarea Bazinului Transilvaniei a început în Cretacicul mediu (post-Cenomanian), prin scufundarea neuniformă a uscatului existent, după ce au fost puse în loc elementele structurale din Carpații Orientali, Munții Apuseni și din fundamentul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Geneza și dezvoltarea spațială a Bazinului Transilvaniei, și ca efect a acestora poziția sa, este rezultatul mobilității microplăcii transilvano-panonice, în raport cu microplăcile: moldavă, valahă și pontică. Din momentul în care a fost conturată ca arie bazinală intracarpatică, evoluția ei geologică a fost influențată decisiv, de către transformările morfogenetice care au avut loc în Munții Carpați.

În același timp, Bazinul Transilvaniei, prin localizarea sa, în interiorul arcului carpatic, reprezintă cea mai întinsă arie morfologică de scufundare, specifică acestui lanț montan, formată în timpul cutărilor alpine (Mrazec, 1932).

3.1. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Aceasta fiind strâns legată de cea a unităților structogenetice, cu care se învecinează, în cadrul domeniului Carpato-Pannonic, ea poate fi mai facil înțeleasă, dacă este abordată în contextul regional din partea sud-estică a Europei.

Localizarea Bazinului Transilvaniei, la interiorul Arcului Carpatic, determină ca el să fie înconjurat din toate părțile de unități montane: Carpații Orientali (în nord și est), Carpații Meridionali (în sud) și Munții Apuseni (în vest). În consecință, procesul de sedimentare și tectonica bazinului au fost influențate de evoluția lanțului carpatic, care prin ridicarea suferită la sfârșitul Sarmatianului, a determinat crearea unui bazin de sedimentare închis, fără legături cu mările de la exterior (Krézsek, 2005).

Munții Carpați, alături de Munții Dinarici, reprezintă continuarea spre est a șariajelor din Munții Alpi, generate în timpul coliziunii continentale dintre Placa Africană și Placa Eurasiatică (fig. 3. 1), începând din Cretacic (Săndulescu, 1984; Krézsek și Bally, 2006).

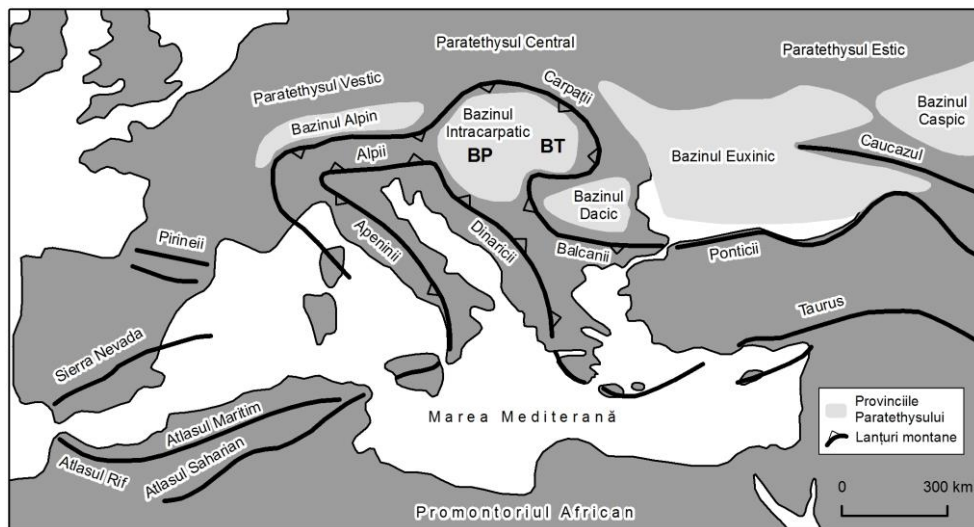


Fig. 3. 1. Prezentare generală a orogenului Alpino-Carpat-Dinaric, cu evidențierea provinciilor Paratethysului; Bazinul Transilvanic (BT) și Bazinul Panonic (BP) fac parte din Bazinul Intracarpatic (cu modificări după Krézsek și Bally, 2006, p. 406)

Evoluția tectonică alpină a Carpaților se poate împărți în două etape: prima aparține fazei de extensie (care s-a derulat între Triasic și Cretacicul timpuriu), în timp ce a doua este caracteristică fazei de compresie, desfășurată între Cretacicul mediu și Miocen (Săndulescu, 1988; Mațenco și Bertotti, 2000).

Sub aspect geotectonic, evoluția Bazinului Transilvaniei începe în Cretacicul superior, ulterior principalelor faze de deformare, prin care a trecut orogenul carpatic, cele care au dus la sutura plăcilor Tisza și Dacia (Csontos et al., 1992).

Bazinul Transilvaniei se suprapune în mare parte cu bazinul sedimentar episutural, care s-a format în urma scufundării unui bloc litosferic cristalino-mezozoic, începând din Cretacicul superior și continuând până în Pliocen (Dumitrescu, 1962; Săndulescu și Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally și Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). El a primit denumirea de Blocul Transilvan și se caracterizează printr-un comportament tectonic semi-autonom în cadrul domeniului Carpat-Panonic, fapt susținut de proprietățile geofizice și morfologice pe care le prezintă (Sanders et al., 2002).

Blocul transilvan are la partea superioară o structură cretacică, amplu deformată sub formă de pânze de șariaj, care reprezintă tocmai fundamentul

bazinului sedimentar. În opinia lui Mrazec (1932) bazinul de sedimentare transilvan este amplasat, în totalitate, direct peste pânzele de șariaj cretacice, fiind de origine post-tectonică în raport cu șariajul. O cu totul altă părere are Săndulescu (1984), cel care precizează că, între bazinul propriu-zis și elementele cretacice, deformate tectonic, este intercalat un etaj, reprezentat prin cuverturile sedimentare post-tectonice, depuse până la nivelul Miocenului inferior.

Indiferent de ipotezele acceptate, pe baza observațiilor realizate prin intermediul forajelor și a investigațiilor geofizice, în succesiunea pe verticală a bazinului de sedimentare, se profilează două categorii fundamentale de elemente structogenice: fundamentul și cuvertura sedimentară (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu și Visarion, 1976; Visarion și Veliciu, 1981; Săndulescu, 1984).

Prima categorie este reprezentată de fundamentul pre-cretacic superior, în componența căruia intră roci metamorfice, magmatice (ofiolite) și sedimentare, care au o structură sub formă de pânze de șariaj (Dumitrescu, 1962; Ciupagea et al., 1970; Rădulescu și Săndulescu, 1973; Săndulescu și Visarion, 1976; Visarion și Veliciu, 1981; Săndulescu, 1984, 1988). Elementele componente aparțin unor unități structurale de tipul Dacidelor Interne, Dacidelor Transilvane (denumite și Transilvanide) și Dacidelor Mediane (Săndulescu, 1984). Cu toate că la acest nivel sunt prezente și formațiuni sedimentare, ele nu sunt atribuite cuverturii sedimentare de la partea superioară, tocmai datorită stilului tectonic, cel care le diferențiază de aceasta (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990).

A doua categorie structogenetică este reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, în cadrul unor megasecvențe de sedimentare, dar care nu au fost deranjate tectonic sub formă de pânze de șariaj sau cutări majore, altele decât cutele diapire și domurile gazeifere. Depunerea lor a avut loc la finalul Cretacului și apoi în timpul Neozoicului (Cenozoicului). Megasecvențele tectono-stratigrafice, în număr de patru, sunt: bazinul de rift Cretacic superior, bazinul intracratonic asociat rifting-ului Paleogen – Miocen bazal, bazinul flexural Miocen inferior și bazinul de back-arc dominat de tectonici gravitaționale Miocen mediu-superior (Krészsek și Bally, 2006).

Diferențierile, existente între depozite, permit individualizarea, în cadrul acestei categorii, a două etaje structurale, caracterizate de stiluri tectonice diferite (Săndulescu, 1984).

Primul etaj are în componență depozite sedimentare post-tectonice, de vârstă cretacică superioară, paleogenă și miocen-inferioară, care mulează deformările fundamentului, fiind caracterizate de o structură necutată și foarte puțin afectată tectonic (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984). Depozitele acestui etaj aparțin primelor trei megasecvențe de sedimentare, de la partea superioară a fundamentului: Cretacic superior, Paleogen – Miocen bazal și Miocen inferior (Kreszek, 2005). La modul general, ele au avut loc între tectogeneza laramică și cea stirică, din intervalul

Cretacic superior - Miocen inferior (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990). Depozitele menționate sunt caracterizate de puternice variații stratigrafice, atât lateral cât și vertical, fapt care reflectă condiții tectonice diferite de depunere. De asemenea, trecerea de la fundamentul bazinului, spre acest etaj, al cuverturii sedimentare, se face destul de abrupt, în condițiile în care depozitele sunt separate printr-o neconformitate, atât față de elementele cristaline ale fundamentului, cât și față de formațiunile sedimentare, puternic deformate, ale aceluiași fundament (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

Etajul al doilea este alcătuit din depozite badeniene, sarmațiene și panoniene (megasecvența de sedimentare din Miocenul mediu-superior), care aparțin unor structuri de origine tectonică (Vancea, 1960; Sanders et al., 2002). Această afirmație este susținută și de datele seismice și structurale, care indică faptul că Neogenul a fost influențat, ulterior depunerii, de o tectonică de tip compresional-transpresional, pe fondul unui câmp de stres cu orientare nord – nord-est (Ciulavu et al., 2000, 2002; Krézsek și Bally, 2006). În același timp, datele indică o origine tectonică pentru structurile neogene din bazin, fapt susținut și de prezența faliiilor inverse și a celor de decroșare (Ciulavu et al., 2000, 2002).

Referitor la acest etaj al cuverturii, interesant este că depozitele din cadrul lui au fost depuse într-o singură megasecvență de sedimentare, care s-a petrecut între Miocenul mediu și superior (Kreszek, 2005). Acestui etaj structural, cu grosimi considerabile, îi aparțin cele mai semnificative depozite, din cadrul întregii cuverturi sedimentare. Valorile date, pentru grosimea medie a depozitelor, variază de la un autor la altul, fiind cuprinse între 2,5 – 3 km (Dumitrescu, 1962; Sanders et al., 2002) și 5 km (Krézsek și Bally, 2006), pentru ca pe alocuri să depășească 8 km (Ciupagea et al., 1970; Ciulavu et al., 2000).

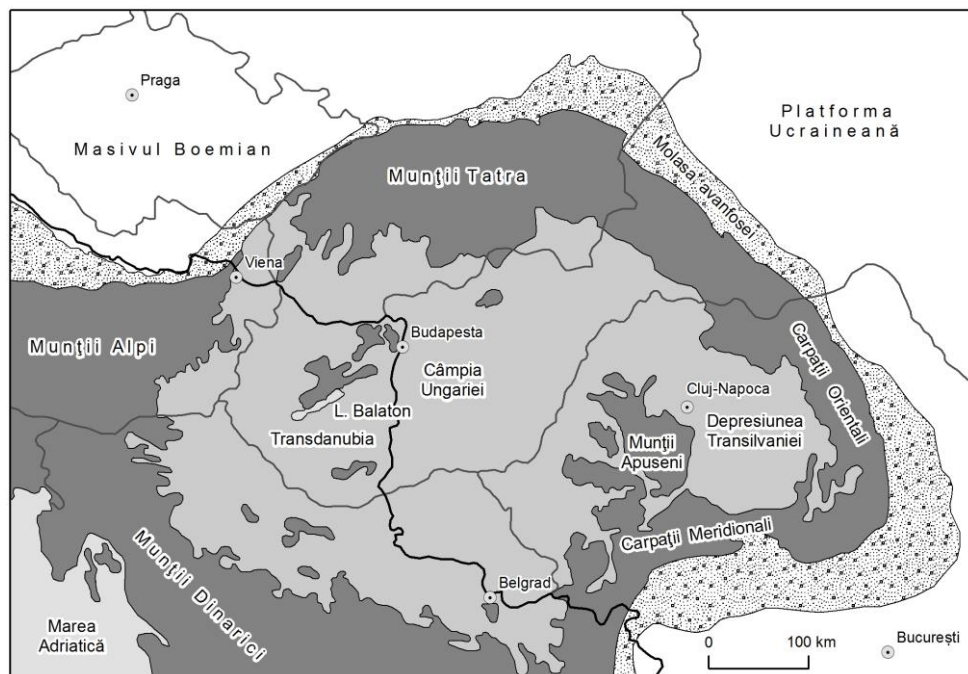
Cunoașterea unităților geostructurale majore, din componența domeniului Carpato-Panonic (fig. 3. 2), și înțelegerea modului de formare al acestora, reprezintă punctul de plecare în descifrarea principalelor etape, prin care a trecut Bazinul Transilvaniei, în cadrul evoluției sale geologice; ele vor fi prezentate sintetic în continuare.

Din **Paleozoic** datează cele mai vechi formațiuni geologice, interceptate în fundamentul Bazinului Transilvaniei. Sub aspectul vârstei aparțin Permianului inferior și apar îndeosebi sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998). De asemenea, în decursul Permianului, întreg teritoriul ocupat în prezent de orogenul carpatic se afla sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970). Conform celor precizate de Balintoni et al. (1998), acest Permian transilvan se poate lega de un proces de riftogeneză, care ar fi afectat Pangeea la sfârșitul Paleozoicului.

În **Mezozoic** erau prezente în continuare condiții continentale, pe suprafața teritoriilor ocupate de viitorul orogen carpatic, cel care urma să includă și Bazinul

Transilvaniei. Cu toate acestea, spre sfârșitul Triasicului inferior, uscatul respectiv suferă un proces de fragmentare, numeroasele blocuri rezultate scufundându-se, sub nivelul suprafeței mărilor sud-est europene (Ciupagea et al., 1970).

Evenimentul este asociat de fapt procesului de fragmentare, a continentului unic Pangeea, și apariției Oceanului Tethys în Triasic, ca o continuare a procesului de riftogeneză amintit anterior. Pe teritoriul României, procesul de fragmentare a scoarței continentale va determina implicit deschiderea riftului transilvan (tethysian), rift care corespunde domeniului de formare al Transilvanidelor (Săndulescu, 1984). Acest eveniment geotectonic coincide cu deschiderea geosinclinalului carpatic, care se va dezvolta în bazinul Oceanului Tethys, într-o poziție pericratică și care se va afla în expansiune până în Cretacicul inferior (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990). Apele Oceanului Tethys se vor extinde pe tot parcursul Triasicului, invadând mare parte din uscatul paleozoic rămas (Dumitrescu et al., 1962; Ciupagea et al., 1970).



**Fig. 3. 2. Schița geologică a domeniului Carpat-Pannonic
(prelucrare după, Horvath, 1993, p. 334)**

La începutul **Jurasicului** transgresiunea marină continuă, fiind favorizată de mișcarea ușoară de subsidență a domeniului carpatic, care a avut loc în Liasicul inferior, ea determinând, ca în părțile mai coborâte, apele marine să pătrundă peste fundamentul cristalin (Mutihac și Ionesi, 1974).

Spre finalul Jurasicului, în faza chimmerică nouă, se produc mișcări orogenice care afectează, mai mult indirect, spațiul viitorului Bazin al Transilvaniei, așa cum au fost cele din geosinclinalul Mureșului, Munții Bihor și Munții Pădurea Craiului (Dumitrescu et al., 1962; Mutihac și Ionesi, 1974). În acest context, odată cu mișcările chimmerice, a demarat ciclul alpin, cel care va genera în cele din urmă edificiul carpatic (Dumitrescu, 1962).

Odată cu începutul **Cretacicului** debutează ciclul compresiv al Orogenului Carpatic, pe fondul inițierii procesului de subducție și a închiderii teritoriilor oceanice, care ulterior se va încheia cu tectogenezele moldavice din Sarmațian, prin definitivarea structurii majore a acestuia (Săndulescu, 1984).

Interesantă este părerea lui Mutihac și Ionesi (1974), ei subliniind că în Cretacicul inferior, cea mai mare parte a teritoriului, ocupat în prezent de Bazinul Transilvaniei, a funcționat ca domeniu continental, alcătuind o suprafață vastă de uscat, care cuprindea Munții Gilău și Bazinul Panonic.

Către sfârșitul Cretacicului inferior (în Apțian-Albian) are loc tectogeneza austriacă, ce conturează unitatea montană alpină, ea reprezentând printre altele continuarea mișcărilor chimmerice din Jurasicul superior. De asemenea, faza austriacă marchează evoluția uscatului Transilvaniei, ca back-stop al subducției carpatice (Krézsek, 2005). Evenimentele tectonice care au loc determină formarea structurii majore tethysiene (transilvane), iar odată cu faza austriacă începe paroxismul formării Dacidelor, inclusiv a celor transilvane, care se înalță și se cutează, concomitent cu schițarea unei structuri interne în pânze de șariaj (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984; Balintoni, 1997). Astfel, în tectogeneza austriacă se realizează închiderea Tethysului transilvan, a cărui sutură rămâne însă mobilă până la sfârșitul Cretacicului superior (Balintoni, 1997).

La începutul Cretacicului superior are loc o transgresiune marină semnificativă, datorită mișcărilor de subsidență, care au avut loc în Cenomanian, ce persistă până spre sfârșitul Cretacicului, când începe tectogeneza laramică (Mutihac, 1990). Mișcările din cadrul acesteia vor definitiva, în mare măsură, ansamblurile structurale inițiate în faza austriacă, afectând inclusiv Transilvanidele (Balintoni, 1997). Aceleași mișcări au determinat rigidizarea compartimentelor carpatice cristaline, sub forma unor masive dure, care nu vor mai fi afectate ulterior decât de ridicări sau coborâri în bloc (Mutihac și Ionesi, 1974). Conform autorilor citați, mișcările laramice vor afecta și arhitectura fundamentului, prin slăbirea și deranjarea echilibrului relativ al acestora, ceea ce va determina subsidența unor întinse blocuri cristaline (Mutihac și Ionesi, 1974). Ca efect, la sfârșitul Cretacicului superior, concomitent cu procesul de subducție și acțiunea compresivă aferentă, în anumite sectoare interne ale Orogenului Carpatic s-a produs o distensie care a generat bazinele molasice post-tectonice, așa cum este Bazinul Transilvaniei (Săndulescu, 1984). Ulterior ele vor fi invadate de apele marine, care vor favoriza

acumularea de sedimente, în cantități considerabile, provenite din materialul clastic rezultat în urma ridicării lanțului carpatic (Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Ciulavu et al., 2002).

Interesantă este în acest context megasecvența Cretacic superioară, formată în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale, sedimentele fiind depuse discordant peste pânzele de șariaj mezo-cretacice (Ciulavu și Bertotti, 1994; De Broucker et al., 1998; Huismans et al., 1997; Huismans, 1999; Ciulavu, 1999).

În continuare, la limita dintre Cretacic și Paleogen are loc o compresie, ce determină inversarea sistemelor de rifturi cretacic superioare (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001), proces care ridică compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei deasupra nivelului mării (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Godefroit, 2008).

La nivelul **Cenozoicului**, continuă procesul de exondare a teritoriilor ce intră în componența Bazinului Transilvaniei, doar că acesta nu este unul continuu, existând și intervale de revenire a apelor sub forma unor transgresiuni.

În **Paleogen** are loc o puternică eroziune a uscatului carpatic post-laramic și ale unor porțiuni ale fundamentului Bazinului Transilvaniei, realizată de către agenții externi (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001). Tot în această perioadă, în intervalul cuprins între Paleocen și Eocen s-au produs o serie de transgresiuni și regresii marine, care au cauzat o succesiune de depozite continental-marine de vârstă paleocen-eocenă (Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Dica, 2005). În Eocen sedimentația marină se reia și în compartimentul nordic al Bazinului Transilvan, fapt ilustrat de succesiunea formată din cicluri transgresive-regresive marin-continente (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs și Arnaud-Vannau, 2004).

O importanță deosebită în evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei a avut-o Eocenul, depozitele acestuia fiind întâlnite frecvent în arhitectura stratigrafică a bazinului și având o răspândire concentrată îndeosebi în partea de nord și nord-vest a bazinului (Filipescu, 2011). Urmărite sub aspectul faciesurilor depozitionale, sedimentele indică prezența unor medii continentale, respectiv litorale și lagunare (Proust și Hosu, 1996; Huismans et al., 1997).

În decursul Oligocenului, în bazin s-a produs o schimbare majoră a modului de sedimentare, depozitele fluviatile și cele siliciclastice luând locul celor preponderent carbonatice (Huismans et al., 1997). Intervalul cuprins între Eocen și Burdigalian este deosebit de important din punct de vedere tectonic, el caracterizându-se prin apropierea Europei de Africa (convergența nord-sud dintre plăcile majore Eurasiatică și Africană) și închiderea treptată a Oceanului Tethys (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu, 1988; Huismans et al., 1997; Huismans și Bertotti, 2002; Ciulavu et al., 2002).

Lămuriri importante în acest sens aduc Schmid et al., (2008), precizând că în timpul Eocenului superior a avut loc o fragmentare a Oceanului Tethys, ca efect a coliziunii dintre plăcile continentale Est-Europeană, Adriatică și Alcapa. La nivelul Oligocenului superior, această fragmentare devine și mai pronunțată, ca urmare a unor mișcări de ridicare, în aria orogenului Alpino-Carpato-Dinaric, ce au condiționat episoade de izolare și conexiune limitată între bazinele episuturale și perisuturale ale Oceanului Tethys (Bally și Snelson, 1980). În urma acestor evenimente, Oceanul Tethys s-a transformat într-o mare continentală, care se întindea de la Alpii Vestici până la Marea Aral. Existența acestei mări este pentru prima oară adusă în discuție de către Laskarev (1924), care o denumește Paratethys. La modul general, se consideră că domeniul Paratethysului ar fi cuprins trei provincii (fig. 3. 1), delimitate pe baza naturii endemice a faunelor, care au evoluat în urma izolării bazinelor marine: Paratethysul Vestic (Bazinul Alpin), Paratethysul Central (Bazinul Intracarpatic) și Paratethysul Estic (care cuprindea bazinele: Dacic, Euxinic și Aralo-Caspic) (Krézsek și Filipescu, 2005; Krézsek și Bally, 2006). Aceste provincii au fost considerate ca având evoluții stratigrafice diferite, astfel că pentru fiecare bazin în parte au fost separate vârste locale (Krézsek și Bally, 2006). Cunoașterea evoluției tectonice, a orogenului Alpino-Carpato-Dinaric, devine foarte importantă în acest context, pe motiv că permite înțelegerea complexității Bazinului Intracarpatic și a condițiilor în care a avut loc individualizarea Bazinului Transilvaniei.

În **Neogen** are loc debutul celei de-a doua faze, a ciclului alpin, odată cu tectogeneza savică din Acvitanian. De asemenea, începe depunerea formațiunilor de gips și sare, din zona flișului, în lagunele rămase după dispariția legăturii, dintre marea existentă la exteriorul Carpaților și cea din Bazinul Transilvaniei (Dumitrescu et al., 1962; Mutihac și Ionesi, 1974). Relativa izolare a Bazinului Transilvaniei, de celelalte bazine de sedimentare, conduce la intensificarea proceselor de sedimentare (Sanders et al., 2002), bazate pe materiale provenite din unitățile montane înconjurătoare; lipsa unei comunicări, prin intermediul canalelor maritime, cu bazinele de la exteriorul Munților Carpați, determină ca materialele erodate din aceștia, să se depună aproape în totalitate în bazin, contribuind la umplerea lui.

Odată cu începutul Miocenului mediu, mai precis în Badenian, au avut loc numeroase mișcări tectonice, în urma cărora Bazinul Transilvaniei a început să evolueze ca o zonă de back-arc, a nou-generatei subducții carpatice (Csontos și Vörös, 2004; Krézsek și Filipescu, 2005; Krézsek, 2005). În același timp, bazinul a evoluat sub un câmp compresional regional (Ciulavu, 1999), nefiind însă exclusă prezența unei faze extensionale minore în Badenianul inferior (Krézsek, 2005). Referitor la acest din urmă aspect, Sanders et al. (2002) menționează că depozite de molasă de vârstă Badenian inferior pot fi găsite în prezent la altitudini destul de ridicate în munții din

proximitate, fapt care indică o extindere mai mare a bazinului sedimentar, din Badenianul inferior, față de actuala configurație a acestuia.

În Badenianul mediu-superior, exceptând partea nordică, întreg Bazinul Transilvaniei intră într-un proces activ de subsidență, a cărei origine este însă mai puțin cunoscută (Crânganu și Deming, 1996; Ciulavu, 1999; Huismans, 1999; Sanders, 1999). Subsidența va continua în Sarmațian și Pannonian, când se vor depune formațiuni de molasă (Săndulescu, 1984).

În același timp, în Badenianul mediu-superior are loc o înălțare generală a Carpaților, ca efect a ridicărilor în bloc generate de tectogeneza stirică nouă (Mutihac și Ionesi, 1974; Săndulescu, 1984). Mișcările de ridicare afectează inclusiv compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei, a cărei evoluție tectonică se pare că ar fi fost controlată de falia Bogdan Vodă și falia Nord-Transilvană (Ciulavu et al., 2000). În aceste condiții, conform celor precizate de autorii citați, de-a lungul aliniamntului Faliei Nord-Transilvane, unele blocuri aparținând fundamentului metamorfic al bazinului au fost ridicate, cum este, spre exemplu, cazul Masivului Preluca.

Tot în Badenian a debutat și procesul de individualizare a munților vulcanici, din partea estică și nordică a Bazinului Transilvaniei (Vancea, 1960; Kovacs et al., 2010). La baza acestui proces au stat o serie de erupții vulcanice explozive, cele care au condus la formarea lanțului vulcanic Oaș-Gutâi-Țibleș-Căliman-Gurghiu-Harghita. Ele au determinat eliberarea în atmosferă, a unor cantități însemnate de cenușă vulcanică, care prin sedimentare au generat orizonturile de tufuri vulcanice ale bazinului, dintre care se remarcă Tuful de Dej.

Astfel, configurația actuală a Bazinului Transilvaniei s-a schițat începând cu Miocenul (Badenian), după ce a avut loc tectogeneza stirică veche și odată cu depunerea stratului gros de tufuri vulcanice reunite sub denumirea de Tuf de Dej (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

În urma genezei complexe de care au avut parte, depozitele sedimentare, ce alcătuiesc umplutura bazinului transilvan, au câteva caracteristici definitorii, între care se remarcă prezența în succesiunea sedimentară a stratului de tuf vulcanic, prezența depozitelor de sare și a domurilor gazeifere (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu, 1988; Huismans et al., 1997). Existența sării este pusă pe seama condițiilor restrictive din Badenian, care au condus la formarea unor depozite evaporitice cu grosimi semnificative, de până la 300 m în unele locuri mai profunde ale bazinului.

Referitor la extinderea domeniului marin, din Miocenul mediu, Mutihac și Ionesi (1974) menționează că în Badenian și Sarmațian au loc ușoare transgresiuni în unitățile adiacente Bazinului Transilvaniei, el ajungând conectat cu marea, prin intermediul unor canale de legătură existente între masivele montane. Transgresiunile se mențin până spre sfârșitul Sarmațianului când, odată cu orogeneza attică, se va

întrerupe ultima conexiune dintre Bazinul Transilvaniei și cel Panonic, care se făcea prin actualul culoar al Mureșului.

Procesul de sedimentare marină din bazin se încheie în intervalul Pannonian – Pontian (Ciupagea et al., 1970; Krézsek și Filipescu, 2005).

Odată cu Pliocenul, Bazinul Transilvaniei este afectat de mișcări de ridicare, fapt indicat de diferența de nivel de aproximativ 1.000 m, dintre depozitele miocen-superioare din Bazinul Transilvaniei și cele din Bazinul Panonic (Ciulavu et al., 2000). Acest fapt era susținut și de Vancea (1960), care luând în calcul grosimea considerabilă a cuverturii sedimentare, care a umplut Bazinul Transilvaniei, afirma că mișcarea de scufundare ar fi durat fără întrerupere de la începutul formării bazinului până în Pliocen, când el a fost antrenat într-o mișcare generală de ridicare. Ținând cont de cele notate mai sus, este clar însă că această afirmație nu se aplică întregului bazin, deoarece partea nordică a fost afectată de mișcări de ridicare și ante-Pliocen. Cu toate acestea rămâne sigur faptul că începând cu Pliocenul superior și continuând în Cuaternar, Bazinul Transilvaniei s-a aflat într-un proces de ridicare continuu (Huisman et al., 1997; Ciulavu et al., 2000).

În continuare, odată cu sfârșitul Pliocenului și începutul Pleistocenului, mișcările valahe vor accentua și mai mult restrângerea domeniului marin, concomitent cu înălțarea unor sectoare carpatice. Spre final, faza valahă va provoca ridicarea definitivă a Munților Carpați și sporirea proceselor erozionale, materialul rezultat urmând a fi transportat în teritoriile din proximitate. Toate aceste procese vor avea un rol important, în geneza unităților de relief situate la interiorul arcului carpatic (Dumitrescu, 1962; Pop, 1997)

În concluzie, la sfârșitul Neogenului și începutul Cuaternarului, odată cu ridicarea în bloc a Munților Carpați are loc și ridicarea Bazinului Transilvaniei, eveniment care determină ca apele marine din bazin să se dreneze spre teritoriile, mai joase, exterioare Carpaților.

În aceste condiții, definitivarea configurației bazinului a avut loc însă doar în Pliocenul Superior – Cuaternar, ca urmare a mișcărilor de ridicare generală a Munților Carpați, care au dat configurația actuală și pentru unităților înconjurătoare (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002); s-a ajuns, în cele din urmă, după îndelungate prefaceri geologice, ca Bazinul Transilvaniei și Munții Carpați să formeze un uscat unitar. Astfel, Bazinul Transilvaniei a ajuns să fie cel mai mare bazin sedimentar intra-alpin de pe teritoriul României.

Mișcările de ridicare vor diminua până la încetare în Pleistocen, finalizând astfel ridicarea în bloc a domeniului Carpatic. Prin urmare, depozitele geologice formate în Cuaternar sunt de natură continentală, ele fiind depuse în condițiile unui climat glaciatic și periglaciatic (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984).

3.2. STRUCTURA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Așa cum am precizat anterior, evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei, a determinat existența a două categorii de elemente structogenice (fig. 3. 3): Fundamentul pre-cretacic superior (în categoria căruia intră roci metamorfice, magmatice și sedimentare, care au o structură sub formă de pânză de șariaj) și Cuvertura sedimentară (reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, dar care nu au fost deranjate tectonic, sub formă de pânze de șariaj sau cutări majore, altele decât culele diapire și domurile gazeifere).

3.2.1. Fundamentul Bazinului Transilvaniei

Cunoașterea fundamentului Bazinului Transilvaniei a fost posibilă doar indirect, în condițiile în care, numărul forajelor ce au reușit să-l străpungă, pentru a intercepta formațiuni aparținând Permianului, Triasicului, Jurasicului și Cretacicului inferior, este redus.

Prin analogie cu rocile care aflurează în lanțul carpatic, se consideră că sub formațiunile permo-mezozoice, interceptate în foraje, există roci cristaline (Săndulescu și Visarion, 1978; Săndulescu, 1988), care sunt de fapt extensii ale celor carpatice, ce se regăsesc în prezent în fundamentul bazinului (datorită subsidenței de mare amploare, pe care el a înregistrat-o îndeosebi pe parcursul Cenozoicului), precum și ofiolite și roci vulcanice de arc insular (Bortolotti et al., 2004).

În Carpații Orientali, corespondentele rocilor metamorfice au o cristalinitate scăzută și sunt reprezentate în general prin șisturi sericito-cloritoase, micașisturi, amfibolite, cuarțite și, mai rar, calcare cristaline; seria poate fi urmărită și în Munții Perșani și în nordul Munților Făgăraș (Ciupagea et al., 1970).

În partea vestică a Bazinului Transilvaniei, între zona ridicată Blaj - Pogăceaua – Stupini și Munții Apuseni, se face trecerea la o succesiune cu un metamorfism mai accentuat, alcătuită din șisturi cuarțitice micacee cu granați, micașisturi, paragneise cu muscovit și biotit, amfibolite și calcare cristaline (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, spre nord de ridicarea Blaj – Pogăceaua – Stupini, conform autorilor citați, are loc o trecere de la succesiunea mezo-epizonală, spre o serie mezozonală, predominantă în cristalinul din culmile Țicău și Preluca și reprezentată prin micașisturi cu granați, șisturi biotitice, paragneise cu biotit, cuarțite și gnaise cuarțoase; spre deosebire de Masivul Țicău, în Masivul Preluca apar injecții pegmatitice, amfibolite și calcare cristaline.

Fundamentul cristalin este acoperit, după cum s-a menționat în subcapitolul 3. 1., de către depozite sedimentare puternic deformate, care, conform datelor cunoscute până în prezent, aparțin intervalului Permian - Cretacic inferior și sunt

reprezentate în special prin calcare, argile, gresii și conglomerate (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Principalele etape, prin care a trecut fundamentul în dezvoltarea sa, vor fi prezentate, pe scurt, în continuare.

Permian. Depozite a căror vârstă este atribuită, cu o anumită doză de probabilitate, permianului au fost traversate doar de sonda de la Ibănești, pe o grosime de 27 m (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998; Krézsek și Bally, 2006); ele sunt reprezentate de conglomerate la care se adaugă unele roci cristaline de tipul șisturilor cuarțitice, cloritoase, sericitoase și carbonatate. S-a ajuns ca vârsta lor să fie atribuită Permianului inferior, prin analogie cu cele existente în Munții Apuseni, ceea ce evidențiază că ele reprezintă cele mai vechi depozite, interceptate până în prezent, din fundamentul bazinului; cu toate acestea, este posibil ca la partea inferioară a fundamentului să existe și depozite mai vechi, așa cum sunt cele aparținând Carboniferului (Ciupagea et al., 1970).

Formațiunile permienne ar putea fi asociate unei etape de riftogeneză, care a afectat Pangeea la sfârșitul Paleozoicului, și ar reprezenta, de fapt, rămășițele unui prim bazin sedimentar transilvan, nemetamorfozat (Balintoni et al., 1998).

Triasic. În perioada depunerii formațiunilor mezozoic inferioare exista o legătură între apele din Bazinul Transilvaniei și unitățile adiacente, separarea bazinelor având loc doar în Cretacicul superior, cu excepția părții de nord, unde legătura cu Bazinul Panonic s-a menținut până în Miocen (Ciupagea et al., 1970). Doar în aceste condiții, se consideră că fundamentul mezozoic al Bazinului Transilvan este comun cu cel al sectorului estic al Bazinului Panonic (Krézsek și Bally, 2006). Formațiunile triasice au avut un caracter transgresiv, peste fundament, iar fiindcă se găsesc la adâncime mare au fost interceptate doar în foraje (Ciupagea et al., 1970).

Sub acest aspect, Triasicul apare doar în câteva locații (Ghijasa, Jibert, Ibănești, Agnita, Ucea și probabil la Rodbav), unde este prezent sub forma unor faciesuri litologice diferite (Ciupagea et al., 1970, Krézsek și Bally, 2006). Conform autorilor citați, în sud-estul Bazinului Transilvaniei este reprezentat printr-o alternanță de marne roșiatice și argile cenușii și verzui; spre interiorul bazinului, unde fundamentul prezintă o ridicare, el este alcătuit din dolomite, calcare, marno-calcare, iar la partea inferioară conglomerate. Triasicul, așa cum a fost prezentat, este însă argumentat doar pe baza unor similarități litologice, dovezile paleontologice lipsind. Totuși, din punct de vedere paleogeografic, aceste depozite ar putea fi asociate, conform celor precizate de Dercourt et al. (1993), cu evoluția unei zone costale a Oceanului Tethys.

Interesantă este în acest sens părerea lui Balintoni et al. (1998), care menționează că acest Triasic ar indica, de fapt, resturile unui bazin succesor celui Permian, generat într-un cadru tectonic diferit. După depunerea Triasicului, este posibil să fi avut loc o exondare, ce ar fi cuprins și o parte a Jurasicului inferior (Ciupagea et al., 1970).

Jurasic. Până nu demult acesta era foarte puțin cunoscut din foraje, însă recent, datorită sondelor de la Deleni, Miheșu de Câmpie, Beudiu, Ocna Mureș, Band, Cenade și Zoreni, situația s-a schimbat. De exemplu, forajul de la Deleni a interceptat trei unități litologice, care în urma investigațiilor au fost atribuite Jurasicului superior, mai exact intervalului Oxfordian superior - Tithonian. În ordinea succesiunii interceptării în foraj, aceste unități sunt: calcare cu cianobacterii și *Clypeina*, dolomite, calcare dolomitice cu *Cladocoropsis* (Bucur et al., 2004). De asemenea, în urma investigării formațiunilor jurasice superioare, interceptate în foraje, Ionescu et al. (2009) evidențiază prezența unor elemente vulcanice, de tipul andezitelor și bazaltelor.

Dintre forajele mai vechi, singurul care a traversat formațiuni jurasice a fost cel de la Band, care a interceptat depozite alcătuite din calcare gălbui compacte (Ciupagea et al., 1970).

Referitor la suprafețele ocupate de formațiunile jurasice, autorii citați presupun o extensiune mai mare a acestora în zonele bazinale, având în vedere că Tethysul Transilvan se întindea, în Jurasic, pe întreaga suprafață a bazinului, din Munții Apuseni până în Carpații Orientali.

Cretacic inferior. Acesta corespunde sedimentării care a precedat tectogeneza medio-cretacică (austriacă) (Săndulescu, 1984). El a fost identificat în Bazinul Transilvaniei prin câteva foraje, între care se remarcă cele de la Grânari (localitate situată pe marginea sudică a bazinului), Șalcău (pe flancul nordic al ridicării Cenade - Șeica - Agnita), Band (în Câmpia Transilvaniei), Alămor (pe flancul nordic al Munților Sebeșului), Mercheașa (în sud-estul Bazinului Transilvaniei) și Dej-Bunești (în partea vestică a bazinului) (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele cretacice, conform sursei citate, sunt reprezentate printr-o succesiune compusă din marne cenușii compacte, marne negricioase, argile bruno-roșcate cu intercalații de gresii și un microconglomerat cu elemente de cuarț, peste care apar calcare cenușii-gălbui compacte (Grânari); la Șalcău, pe circa 150 m au fost interceptate calcare cu orbitoline apțiene; la Band s-a identificat un facies calcaros cu *Orbitolina lenticularis*, *O. discoidea*, *O. conoidea* (aceste calcare sunt suportate de depozite marnoase negricioase și argile roșietice, cu intercalații de gresii și microconglomerate); la Alămor au fost deschise incomplet, sub Cretacicul superior, depozite de vârstă albiană, reprezentate prin gresii dure, de culoare cenușiu-închis, conglomerate cenușii-verzui și marne compacte, negricioase și tectonizate; în cazul forajului de la Dej-Bunești au fost semnalate depozite apțiene de circa 100 m grosime și berriasian-valanginiene de 150 m).

De asemenea, ulterior, depozitele Cretacicului inferior au fost semnalate și în forajul de la Deleni, unde sunt reprezentate prin sedimente terigene și carbonatic-terigene, dispuse deasupra calcarelor jurasice (Bucur et al., 2004).

După părerea lui Balintoni et al. (1998), depozitele cretacic-inferioare ar reprezenta, de fapt, rămășițele a două bazine sedimentare, specifice perioadei de convergență, care a condus la închiderea Tethysului Transilvan, probabil către sfârșitul Albianului, odată cu tectogeneza austriacă.

Depozitelor sedimentare mezozoice li se adaugă și o serie de magmatite, ce aflorează în Munții Apuseni, fiind interceptate în câteva foraje din Bazinul Transilvaniei și care sunt reprezentate de roci vulcanice de arc insular, de vârstă jurasic superioară, roci vulcanice calc-alkaline și intruziuni granitice (Bortolotti et al., 2004; Ionescu et al., 2009; Pană et al., 2002; Saccani et al., 2001). După cum bine este cunoscut aceste roci au fost pe de o parte subduse, sub arcul insular al Transilvanidelor Apusenilor, respectiv au fost obduse Bucovinidelor, înspre est (Săndulescu, 1984). Vârsta acestor ofiolite este Kimmeridgian-Neocomiană. Ele au fost interceptate într-o serie de foraje precum cele de la Cenade, Miheș, Ocna Mureș, Band, Deleni, Jibert și Mercheasa (Krézsek și Bally, 2006).

În urma evoluției geologice complexe, partea superioară a fundamentului Bazinului Transilvaniei este departe de a fi una uniformă, sub aspect morfologic. Studiul acestei morfologii a avut loc indirect prin intermediul lucrărilor de foraj și prospecțiunilor geofizice. În urma interpretării datelor, obținute pe această filieră, au fost determinate mai multe zone ridicate (vest Sic, Blaj-Pogăceaua și Ilimbav-Bențid-Gurghiu) și depresionare (Teiuș-Beclean, Alămor-Deleni-Reghin și Ucea-Odorhei-Deda), la nivelul părții superioare a fundamentului; în zonele ridicate, sondele care au fost săpate, au interceptat îndeosebi roci cristaline (Ciupagea et al. 1970).

Existența acestei morfologii vine să confirme ideea prezența mai multor pânze de șariaj în fundamentul bazinului, așa cum a fost ea susținută de numeroși geologi (Uhlig, 1903; Mrazec, 1932; Popescu-Voitești, 1936, Preda, 1961, Ichim, 1968; citați de Ciupagea et al., 1970). În acest context, autorii citați, menționează că pânzele de șariaj, din Bazinul Transilvaniei, se încadrează stilului tectonic pus în evidență atât în Carpații Occidentali, cât și în Carpații Orientali.

Neuniformitatea morfologică a fundamentului își are originea în geneza bazinului, atunci când, odată cu Cretacicul superior, a avut loc scufundarea neuniformă a uscatului existent. Structurile corespunzătoare ridicărilor de cristalini, din fundament, sunt reprezentate prin cute-solzi, deversate de la nord-vest către sud-est, luând probabil, pe alocuri, amplexarea unor pânze de șariaj, în mod asemănător cu cele din Carpații Orientali, care nu depășesc 40 km, și cele din Munții Apuseni, de aproximativ 10 km (Ciupagea et al. 1970).

În ideea că zonele ridicate și depresionare au influențat geneza reliefului actual al Bazinului Transilvaniei, așa cum susțin unii autori (Mac și Sorocovschi, 1977, 1978, 1979), ele vor fi prezentate, pe scurt în continuare, în maniera în care au fost descrise de către Ciupagea et al. (1970):

- **zona ridicată vest Sic** reprezintă continuarea spre nord-est a Munților Apuseni. La est se extinde până la falia Turda-Sic-Dej-Ileanda, în timp ce spre nord-vest este delimitată de falia de pe marginea sud-estică a Munților Meseș. A fost pusă în evidență prin gravimetrie, prin prospecțiuni seismice de refracție și reflexie și prin foraje. Dintre acestea din urmă a fost interceptată de cele de la Sic, Lujerdiu, Bădești și Dârja, care pe o grosime de 240 m, între 1.700 și 2.200 adâncime, au intrat în cristalin; acesta are în compoziție șisturi cloritoase cenușii-verzui, șisturi cuarțitice micacee cenușii și cuarțite cenușii. Cristalinul de la vest de Sic se prezintă sub forma unei platforme ridicate, ușor înclinată de la vest spre est, cu două cute anticlinale (Sic și Dârja), delimitate prin sinclinalul Lujerdiu. Dintre acestea, anticlinalul Sic, mai proeminent, se situează pe marginea de est a platformei, ca o prelungire a Munților Trascău. Platforma de cristalin este acoperită de o cuvertură subțire de sedimentar, îndeosebi între linia de fractură dintre Turda-Dej și Munții Meseș. Cuvertura sedimentară este alcătuită din depozite paleogene și miocene lipsite de sare. Doar la sud-vest de Cluj-Napoca, pe marginea Munților Apuseni, se întâlnesc și depozite cretacic superioare. Cristalinul ridicat de la Sic se consideră că încalcă peste cristalinul zonei depresionare de la est (zona depresionară Teiuș-Beclean), de-a lungul faliei menționate;

- **zona ridicată Blaj-Pogăceaua** a fost semnalată atât prin prospecțiuni gravimetrice, magnetometrice și seismice de refracție și reflexie, cât și prin foraje. Ea este orientată sud-vest – nord-est și este încadrată de două falii longitudinale, care o delimitează de zonele depresionare adiacente. În nord-est se extinde până în Culoarul Someșului Mare, iar în sud-est până la Blaj, fapt care o determină să aibă o lungime de aproximativ 100 km și o lățime de 15 km. Cristalinul a fost interceptat de către sondele de la Pogăceaua și Stupini la adâncimile de 3.000 și 3.300 m. Ridicarea Blaj-Pogăceaua este acoperită, în partea de apex, de o cuvertură subțire de depozite eocene și miocen inferioare, peste care s-au depus sedimente miocen superioare, de circa 3.000 m grosime. Se consideră că blocul Blaj-Pogăceaua încalcă probabil peste depresiunea centrală din față (zona depresionară Alămor-Deleni-Reghin);

- **zona ridicată Ilimbav-Bențid-Gurghiu** este situată în fața munților Făgăraș, Perșani, Harghita, Gurghiu și Călimani, prelungindu-se de-a lungul cutelor diapire din nord-est, până la nord de Culoarul Someșului Mare. A fost pusă în evidență de forajele de la Ilimbav-Săsăuș, Grânari, Ocna de Sus și Gurghiu, care au întâlnit cristalinul la adâncimi foarte diferite, cuprinse între 1.000 și 3.200 m adâncime, cu ridicări maxime la Ilimbav și Bențid. Și în acest caz, ridicarea de cristalin de la Ilimbav, cu Triasic pe flancul nordic și depozite badeniene în partea de apex, încalcă peste cristalinul acoperit de triasic, din zona depresionară de la sud și est;

- **zona depresionară Teiuș-Beclean** a fost pusă în evidență atât prin gravimetrie și seismometrie, cât și prin foraje. Ea este orientată de la sud-vest spre nord-est, are aproximativ lungimea de 120 km și lățimea de 20 km, separând ridicarea Blaj-Pogăceaua de Munții Apuseni și de ridicarea de la vest de Sic. Conform datelor

seismice, cristalinul se găsește la adâncimea maximă de aproximativ 6.000 m în sectorul Zimbor-Buza-Miheș;

- **zona depresionară Alămor-Deleni-Reghin**, pusă în evidență prin gravimetrie, seismometrie și foraje, este orientată sud-vest – nord-est și ocupă partea centrală a bazinului, având maximul de scufundare în Podișul Târnavelor, unde între Deleni și Filitelnic, cristalinul și mezozoicul se află, după date seismice, la aproximativ 8.000 și, respectiv, 5.000 m adâncime. Zona depresionară, prin lungimea (130 km), lățimea (60 km) și adâncimea sa (8.000 m) de mari proporții, la care se adaugă orientarea (sud-vest – nord-est), imprimă Bazinului Transilvaniei caracteristicile sale predominante;

- **zona depresionară Ucea-Odorhei-Deda** corespunde depresiunii înguste din fața munților Făgăraș, Perșani, Harghita, Gurghiu și Călimani. Ea a fost evidențiată, atât prin foraje, cât și prin gravimetrie și seismometrie. De la Turnu Roșu la Zetea, fundamentul cristalin descrie un monoclin, iar de aici spre nord-vest, până în regiunea Bistrița, o cuvetă alungită cu zona de maximă scufundare pe Mureș, între Deda și Brâncovenești, unde atinge o adâncime de aproximativ 6.500 m. În cadrul acestei zone, sondele de la Ucea, Jibert, Mercheașa, Zetea, Ibănești, Stânceni și Bistrița, au interceptat în afara depozitelor neogene și paleogene, cu o grosime de până la 3.200 m, o succesiune discontinuă de sedimente permieni, triasice, jurasice și cretacee.

Din cele prezentate, referitor la morfologia și tectonica fundamentului, se poate concluziona că, acesta este alcătuit din trei zone ridicate de cristalin, care se succed de la nord-vest spre sud-est, încălecând probabil peste cristalinul cu depozitele mezozoice din zonele depresionare din față (Ciupagea et al., 1970). Așa cum am mai precizat, autorii citați au susținut pentru fundamentul Bazinului Transilvaniei, o tectonică în cute-solzi, deversate de la vest către est, care pe alocuri iau amploarea unor pânze de șariaj.

3.2.2. Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei

Cunoașterea depozitelor sedimentare permite reconstituirea evenimentelor tectonice majore, prin care a trecut bazinul, pe parcursul perioadelor geologice. Datorită neregularităților fundamentului cristalin, afectat de numeroase falii, care delimitează zonele ridicate și depresionare, menționate anterior, și mișcărilor pe verticală care au avut loc, o dată cu formarea depozitelor, umplutura sedimentară a bazinului prezintă diferențe accentuate de la un compartiment la altul (Matei, 1983).

În același timp, schimbările produse în regimul tectonic conduc la apariția neconformităților regionale majore, pe baza cărora se pot delimita megasecvențe stratigrafice (fig. 3. 3).

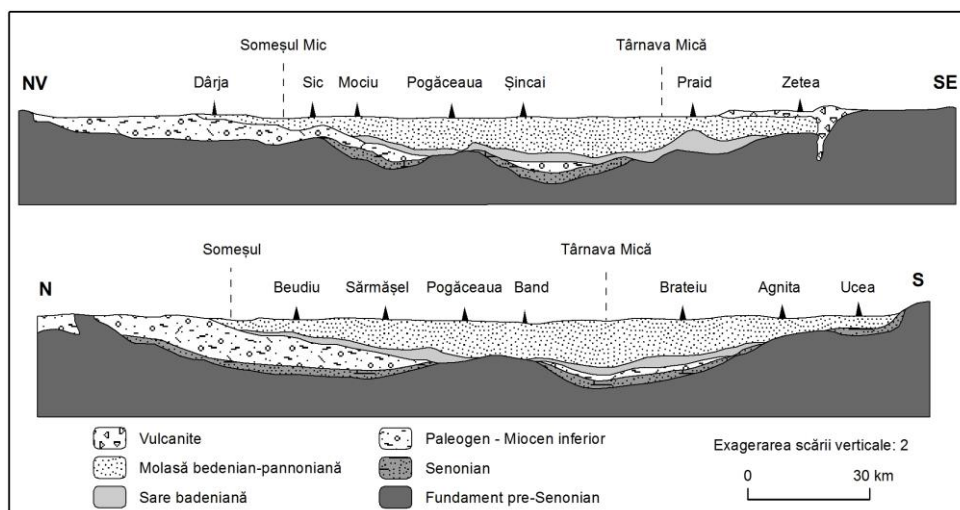


Fig. 3. 3. Secțiune geologică în Bazinului Transilvaniei (cu modificări, după Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Sanders et al., 2002)

În aceste condiții, caracteristicile sedimentelor și evoluția tectonică au permis divizarea succesiunii sedimentare a cuverturii din bazin în cele patru megasecvențe tectono-stratigrafice, menționate în subcapitolul anterior: Cretacic superior, Paleogen - Miocen bazal, Miocen inferior și Miocen mediu-superior (Krézsek, 2005; Krézsek și Bally, 2006).

Cretacic superior. La nivelul acestuia are loc depunerea megasecvenței senoniene, în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale (Ciulavu și Bertotti, 1994; De Broucker et al., 1998; Huismans et al., 1997; Huismans, 1999; Ciulavu, 1999; Krézsek, 2005), generate de colapsul orogenului mezo-cretacic (Sanders, 1999; Willingshofer et al., 2001).

În acest context, odată cu evenimentele din Cretacicul superior, are loc începerea evoluției propriu-zise a Bazinului Transilvaniei. Ea a avut loc după încheierea principalelor faze de formare, prin care a trecut orogenul Carpat, cele care au generat o suită întreagă de pânze de șariaj (Săndulescu, 1984; 1988). Astfel, Cretacicul superior semnifică trecerea la o tipologie distinctă de bazine, care cel puțin în partea de est a Bazinului Transilvaniei, se găsesc suprapuse pânzelor de șariaj ale Bucovinidelor și Transilvanidelor estice, structurate în tectogeneza austriacă. În sectoarele vestice situația este diferită, deoarece Cretacicul superior a fost implicat la rândul său în șariaje ample, din generația Cretacic terminală (Laramică) (Săndulescu, 1984; 1988).

Depozitele Cretacicului superior, de vârstă Santonian – Maastrichtian, sunt bine reprezentate în bazin, ele fiind întâlnite în multe foraje, unde se dispun deasupra pânzelor de șariaj ale fundamentului (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998). Cele mai vechi depozite cretacic-superioare au fost întâlnite

în cadrul forajelor de la Dej-Bunești și Deleni, ele fiind atribuite Cenomanianului și Turonianului, la care se adaugă secvența senoniană (Codrea și Dica, 2005; Codrea et al., 2010). În componența sedimentelor cretacic superioare intră conglomerate, argile, gresii, marne și calcare de facies marin și facies lagunar-salmastru (Paraschiv, 1979; Mutihac, 1990; De Broucker et al., 1998; Krézsek și Bally, 2006). Grosimea lor variază de la câteva sute de metri la peste 1.000 m (Bleahu et al., 1981; Lupu și Lupu, 1983; Willingshofer et al., 1999; Schuller, 2004).

Prezența destul de extinsă, a depozitelor cretacic superioare, poate fi argumentată și prin raportare la aparițiile de pe marginea sud-vestică a Munților Apuseni, care se prelungesc fără niciun dubiu și sub molasa mai tânără transilvană (Codrea și Dica, 2005; Codrea et al., 2001, 2010).

Paleogen – Miocen bazal. Sub aspect tectonic, Paleogenul reprezintă o fază de tip post-rift compresional, dominată de o sedimentare relativ constantă, dar cu o rată scăzută, în care pot fi remarcate câteva reactivări compresionale minore, ale unor sisteme de falii Cretacic superioare (De Broucker et al., 1998; Ciulavu, 1999; Krézsek, 2005). Existența intervalelor de reactivare este susținută de prezența faciesurilor continentale din cadrul succesiunii epicontinentale (Hosu, 1999).

Odată cu terminarea Cretacicului, la limita acestuia cu Paleogenul are loc inversarea sistemelor de rifturi senoniene, eveniment care ulterior conduce la o fază erozională majoră (Krézsek, 2005).

Paleogenul debutează în jumătățile vestică, nordică și sudică cu depozite continentale, generate de sisteme fluviale, care apar sub forma unor pături, a căror grosime pot depăși 1500 m (Codrea și Hosu, 2001).

În cadrul celor trei subdiviziuni ale Paleogenului – Paleocen, Eocen și Oligocen – se remarcă existența unei alternanțe de condiții de sedimentare, continental și maritim, care vor imprima caracteristici specifice depozitelor.

La nivelul **Paleocenului**, în condițiile date, depozitele depuse peste fundamentul bazinului sunt intens erodate, iar sedimentarea, care are loc, este caracterizată de prezența depozitelor continentale, dispuse sub formă de conuri aluvionare și faciesuri fluviale (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001); din acest motiv, la începutul succesiunii, depozitele de origine marină lipsesc, apărând abia în Lutețian (Eocen), când au loc transgresiuni. În partea nord-vestică a bazinului, succesiunea, de la limita dintre Paleocen-Eocen, începe cu *Formațiunea de Jibou* (Hofmann, 1879) formată din argile siltice vărgate, nisipuri roșiatice, pietrișuri și conglomerate depuse în conuri aluviale (Jipa, 1994), unitate litostratigrafică cu grosimi variabile (dar care pot ajunge până la 1.400 m), dispusă discordant peste fundamentul bazinului sau peste depozitele sedimentare ale Cretacicului superior (Bedeleian et al., 1989; Baci, 2003; Codrea și Godefroit, 2008). În cadrul Formațiunii de Jibou apar intercalate și câteva intervale lacustre, considerate ca

membrii în cadrul acestei formațiuni (Dolomitul de Agârbiciu, Calcarul de Rona, Calcarul de Horlacea) (Rusu, 1995; Paucă, 1977a).

Odată cu **Eocenul**, în Lutețian, are loc primul episod marin, astfel că Paleocenul și Eocenul bazal sunt dominate de conglomerate continentale, gresii și argile (Codrea și Dica, 2005; Krézsek și Bally, 2006). Sedimentele marine lutețiene se află dispuse deasupra celor continentale, tranziția între cele două domenii având loc gradat (Baciu, 2003).

Succesiunea este continuată de *Grupul de Călata* (Rusu, 1995 - Eocen, Lutețian superior – Priabonian inferior), care include mai multe unități litostratigrafice cu geneză marină: *Formațiunea de Foidaș* (Bombiță, 1984 - predominant evaporitică – gipsuri, anhidrite, dolomite, calcare, argile gri-verzui - , realizează tranziția de la continental la marin), *Formațiunea de Căpușu* (Popescu, 1978 - conține depozite marine fosilifere tipice), *Formațiunea de Mortănușa* (Bombiță și Moisescu, 1968 – acoperă întregul interval situat între partea superioară a Formațiunii de Căpuș și marnele cu *Ostrea* marcând partea inferioară a Calcarului de Viștea) (Filipescu, 2011). Această formațiune cuprinde următorii membrii: *Membrul de Inucu* (Mészáros și Moisescu, 1991 - unitate marină normală formată din depozite fine intercalate cu calcare bioclastice), *Calcarul de Văleni* (Rusu, 1987 – cuprinde depozite carbonatice bioclastice cu resturi de foraminifere, ostracode, bivalve, gastropode, echinide, alge coraliogene, etc.) și *Membrul de Ciuleni* (Rusu, 1995 – format din depozite fine gri și gri-verzui cu intercalații de nisipuri și calcarenite bioclastice cu ostreide, pectinide, ostracode și foraminifere). În ariile Meseș și Preluca, Calcarul de Viștea (Răileanu și Saulea, 1956) suferă o schimbare litologică, trecând în Gresia de Racoti (Hofmann, 1879 - o unitate marină de apă puțin adâncă cu un bogat conținut fosilifer) (Baciu, 2003; Filipescu, 2011). Formațiunile din cadrul Grupului de Călata (Rusu, 1995), prima succesiune de sedimente paleogene depuse în Bazinul Transilvaniei, mai sunt cunoscute sub denumirea de *Seria marină inferioară* (Răileanu și Saulea, 1956).

În timpul Priabonianului (Eocen) secvența marină anterioară va fi întreruptă de un scurt episod continental, reprezentat prin *Formațiunea de Valea Nadășului* (Popescu, 1978) (în aria Gilău și partea nordică a ariei Preluca), care în arealul Meseș are ca echivalent *Formațiunea de Turbuța* (Hofmann, 1879; Mészáros, 1991; Popescu et al., 1995). În aria Gilău, în cadrul Formațiunii de Valea Nadășului se disting două secvențe (Popescu et al., 1978): una bazală nisipoasă, cu grosimi de 12 – 20 m, și alta superioară alcătuită din argile siltice roșii (cu intercalații de argile verzui, nisipuri, și microconglomerate), ce atinge grosimi de 50 – 70 m. La rândul ei, Formațiunea de Turbuța, cu o grosime de aproximativ 80 m, reprezintă o succesiune de argile cenușii-verzui și dolomicrite (Baciu, 2003). În cadrul acestei formațiuni au fost deosebite trei subdiviziuni neformale: pelite negre bituminoase și calcare cu moluște de apă dulce (2 – 10 m), argile albastrii verzui și dolomicrite

nefosilifere cu intercalații ocazionale de argile roșii și lentile de ghips (60 – 70 m) și gipsuri și dolomicrite (5 – 40 m) (Popescu, 1984).

Ulterior episodului continental, partea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei va fi iarăși acoperită de apele marine, care se vor menține în tot timpul Priabonianului superior și al Rupelianului inferior (Hosu, 1999). În aceste condiții, la limita dintre Eocen și Oligocen, unitățile litostratigrafice caracteristice sunt reprezentate prin *Formațiunea de Jebucu* (Bombiță, 1984), *Calcarul de Cluj* (Hofmann, 1879) și *Formațiunea de Brebi* (Hofmann, 1879), acestea făcând parte din cadrul celei de a doua succesiuni, de formațiuni marine paleogene, denumită *Grupul de Turea* (Rusu, 1995) sau *Seria marină superioară* (Răileanu și Saulea, 1956).

Formațiunea de Jebucu, cu o grosime de aproximativ 20 m, începe cu un facies evaporitic, caracterizat de prezența gipsurilor, la care se adaugă apoi argile verzi, marnocalcare cu *Anomia*, dolomicrite, calcare oolitice și argile negricioase (Baciu, 2003).

Calcarul de Cluj urmează în aria Gilău la partea superioară a Formațiunii de Jebucu, iar în aria Meseșului acoperă Formațiunea de Turbuța. Calcarul de Cluj debutează, în partea estică a ariei Gilău, cu un nivel marnocalcaros cu *Vusella* și *Anomia* de 3 – 5 grosime, ce trece în vest în calcarenite (Popescu et al., 1978). Peste acestea urmează un orizont lumașelic (1 – 3 m grosime), apoi, la partea superioară, calcarenite cu intercalații marnoase subțiri, cu grosime de 10 – 25 m (Baciu, 2003). În arealul Preluca unitatea litostratigrafică echivalentă este partea inferioară a Calcarului de Cozla (Răileanu și Saulea, 1956).

Formațiunea de Brebi (Hofmann, 1879) cunoscută în ariile Gilău și Meseș, se dezvoltă pe grosimi de 50 – 70 m, sub forma unui pachet pelitic-carbonatic.

Comparativ cu situația din partea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei, în sud-vest ea a fost mult mai simplă sub aspect stratigrafic (Meszaros et al., 1969; Băluță, 1972, 1973; Codrea și Dica, 2005). Dintre formațiunile existente în această parte a bazinului se remarcă *Formațiunea de Șard*, a cărei parte superioară se presupune că implică și depozite cenozoice (Codrea et al., 2010).

Ceea ce este însă extrem de evident se referă la ingresiunea marină din zona Alba-Iulia, care deși nu implică depozite deosebit de groase, documentează clar atât Priabonianul cât și baza Rupelianului, prin *Formațiunea de Ighiu* (Moisescu și Meszaros, 1995). Peste această formațiune, conform autorilor citați, urmează o stivă de depozite continentale în facies de red-bed, care este lipsită de fosile, care să permită detalieri stratigrafice. Ea este însă acoperită de depozite marine miocen inferioare cu ostreidae, caracteristice pentru Acvitanian, care formează *Formațiunea de Sântimbru* (Codrea și Dica, 2005).

În sud-estul bazinului eocenul se întâlnește pe Valea Homorodului, unde se caracterizează printr-o alternanță de bancuri metrice de nisipuri cenușii-gălbui, cimentate cu bancuri de conglomerate mărunte, cu elemente predominante de

șisturi cristaline și intercalații de gresii calcaroase și marne nisipoase subțiri (Ciupagea et al., 1970).

Depozite eocene se întâlnesc și la Turnu Roșu (Porcești), la sud-est de Sibiu, unde chiar dacă ocupă suprafețe restrânse, sunt rezemate pe flancul nordic al cristalinului Munților Făgăraș, formând un monoclin cu căderi spre nord (Ciupagea et al., 1970). În seria eocenă de la Turnu Roșu se includ gresii, calcare conglomeratice și marne cenușii-negricioase, în care se găsesc exemplare de numuliți de talie mică (Ilie, 1958).

De asemenea, eocenul a fost întâlnit în sondele de la Pogăceaua, Miheș, Lujerdiu, Bădești, Dârja și Vima, unde prezintă grosimi variabile, cuprinse între 100 și 750 m, și este reprezentat printr-un complex de marne vârgate și conglomerate poligene în bază, peste care au fost depuse marne cenușii, argile roșcate cu intercalații de gresii și calcare (Ciupagea et al., 1970). O altă categorie de sonde, care au interceptat eocenul, pe grosimi cuprinse între 100 și 870 m, sunt cele din jumătatea sudică a Bazinului Transilvaniei (Aiud, Copșa Mică, Cenade, Șeica, Ruși, Șalcău, Daia Sibiului, Nucet și Mercheașa) (Ciupagea et al., 1970); după sursa citată el este reprezentat prin argile roșietice în bază și calcare grezoase de tip Porcești, cu numuliți și moluște la partea superioară.

Oligocenul se prezintă îndeosebi sub forma unei succesiuni de conglomerate, gresii, cărbuni și șisturi bituminoase, în cadrul căreia, pentru partea nord-vestică a bazinului, dintre formațiunile mai importante, se remarcă cele care vor fi prezentate în continuare. *Formațiunea de Mera* (Koch, 1880) este formată din calcare bioclastice, gresii, argile, marne și nisipuri. În arealele marginale, la baza acestei formațiuni s-a depus *Calcarul de Hoi*a (Hofmann, 1879) format în principal din packstone fosilifer. Formațiunea de Mera este echivalentă cu *Calcarul de Cozla* Răileanu și Saulea, 1956), cu *Calcarul de Ciglean* (Rusu și Drăgănescu, 1976), cu *Formațiunea de Cuciulat* (Mateescu, 1938 – alcătuită din marne, calcare, argile cu cărbuni etc.), cu *Formațiunea de Ciumărna* (Rusu, 1970), *Formațiunea de Curtuiuş* (Koch, 1880 – care are în componență argile, marne și nisipuri dispuse alternant, cu intercalații de cărbuni și lumașele toate acestea putând ajunge la grosimi de 25 m), cu *Formațiunea de Moigrad* (Rusu, 1970), care se prezintă sub forma unor alternanțe de argile siltice roșii, corpuri lenticulare de nisipuri, gresii și microconglomerate și poate ajunge la grosimi de 200 m și cu *Formațiunea de Ciocmani* (Hofmann, 1883).

Peste Formațiunea de Moigrad se dispun *Formațiunea de Creaca* (Rusu, 1970) alcătuită îndeosebi din gresii, cu grosime maximă de 10 – 12 m, *Formațiunea de Bizușa* (Dumitrescu, 1957), care are în constituția sa marne cenușii-albicioase, cu intercalații arenitice) și *Formațiunea de Dolheni* (Rusu, 1977). *Formațiunea de Dâncu* (Rusu, 1972), formată din sedimente argilo-marnoase cu intercalații de cărbuni, cu grosimi cuprinse între 2 și 15 m, este urmată, la partea superioară de *Calcarul de Gruia* (Rusu, 1989) ce reprezintă o succesiune de gresii și nisipuri, cu

intercalații lumașelice, cu grosimi de 20 – 25 m). *Formațiunea de Ileanda* (Hofmann, 1879), specifică în arealele Meseș și Preluca (unde este echivalentă următoarei formațiuni), este reprezentată de șisturi argiloase bituminoase. *Formațiunea de Gruia* (Rusu, 1989) se prezintă sub forma unei succesiuni de gresii și nisipuri, cu intercalații lumașelice lenticulare sau stratiforme (Baciu, 2003), a căror grosime maximă ajunge la 55 – 60 m). *Gresia de Var* (Răileanu și Saulea, 1956) este formată din gresii caolinitice, cu grosimi de până la 80 m, care în Masivul Preluca se transformă în gresiile cuarțitice-calonitice ale *Formațiunii de Valea Almașului* (Răileanu și Saulea, 1956), care se prezintă sub forma unei alternanțe de argile roșii, marne, nisipuri și pietrișuri, la care se adaugă și intercalații cu cărbuni. De asemenea, *Gresia de Var* poate fi considerată echivalentă și *Formațiunii de Buzaș* (Dumitrescu, 1957), ce conține roci arenitice, reprezentate de gresii marnoase, nisipuri, gresii calcaroase, a căror grosime poate ajunge la 400 m; în aria Preluca și cu deosebire în împrejurimile Vimei, această formațiune este echivalentă cu *Formațiunea de Vima* (Lăzărescu, 1957) care este una predominant marnoasă. *Formațiunea de Cuzăplac* (Moisescu, 1972) are grosimi ce ajung la 100 m, în componența ei intrând nisipuri, argile și pietrișuri dispuse alternant. *Formațiunea de Cubleşu* (Moisescu, 1972) reprezintă o alternanță de marne și argile cu intercalații de cărbune brun și lumașele, cu grosimi de 30 – 35 m. Ultima dintre formațiuni încheie succesiunea oligocenă și face trecerea la Miocen. Toate aceste formațiuni nu exprimă altceva decât alternanțe continental-marine, în anumite situații cu aporturi salmastre (Rusu, 1989; Filipescu, 2001).

În extremitatea sud-estică a bazinului, oligocenul se întâlnește la Șinca Nouă, unde este transgresiv, peste cristalinul Munților Făgăraș sau peste senonian; în componența lui intră șisturi argiloase, slab bituminoase, marne șistoase cenușii-cafenii, cu intercalații de gresii cuarțitice (Ciupagea et al., 1970). Referitor la Oligocen, interesant este că sondele săpate, la sud de linia Turda – Deda, nu l-au întâlnit (Ciupagea et al., 1970), fapt care demonstrează că marea oligocenă a înregistrat o retragere importantă, datorită exondării teritoriului de la sud de această limită. Cu toate acestea, ivirile de oligocen existente în extremitățile sud-vestice și sud-estice ale bazinului, sunt atribuite culoarelor de legătură din estul Munților Apuseni și vestul Carpaților Orientali, pe unde apele mării oligocene au putut comunica cu exteriorul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Pe durata sedimentării depozitelor oligocene și eocene, Bazinul Transilvaniei a fost în permanentă legătură cu partea de nord a Bazinului Panonic și cu Bazinul Maramureșului (Ciupagea et al., 1970). Autorii citați, menționează că, după depunerea oligocenului a urmat o fază de cutare, ale cărei efecte sunt vizibile în cutele de pe marginea de nord a bazinului transilvan, urmată apoi de o fază de exondare și eroziune, motiv pentru care oligocenul a dispărut de pe arealele ridicate.

Miocen inferior. În timpul acestuia, datorită mișcărilor transpresionale în lungul aliniamentului Mid Hungarian Line, extremitatea nordică a blocului Alcapa (Balla, 1987) este șariată peste blocul Tisza-Dacia (Csontos et al., 1992; Csontos, 1995). Se formează astfel un bazin flexural (De Broucker et al., 1998; Gyorfi et al., 1999), care este umplut de faciesuri fandeltaice grosiere miocen inferioare.

Miocenul inferior este caracterizat de prezența formațiunilor de facies continental, marin, precum și de tranziție, ele apărând la zi, îndeosebi în partea nord-vestică a bazinului (Filipescu, 2005).

În Bazinul Transilvaniei Miocenul debutează cu un ciclu de sedimentare distinct, cuprins în intervalul dintre Eggenburgian – Ottnangian (Acvitanian/Rupelian). În cadrul acestuia cele mai importante formațiuni sunt: Formațiunea de Sâncraiu, Formațiunea de Dealu Cotului, Formațiunea de Coruș, Formațiunea de Chechiș și Formațiunea de Hida.

În arealul Gilău, *Formațiunea de Sâncraiu* (Moiescu, 1975) formată din argile roșii și *Formațiunea de Dealu Cotului* (Moiescu, 1975) cu gresii ce conțin cărbuni, sunt considerate primele unități litostratigrafice miocene (Filipescu, 2011).

Formațiunea de Coruș (Hauer și Stache, 1863) este următoarea unitate litostratigrafică, de vârstă eggenburgiană care apare ca un termen puternic transgresiv, de natură marină. După Balintoni et al., (1998), aceste depozite s-ar fi depus după încălecarea produsă de-a lungul faliei Meseșului, care ar fi intra-acvitaniană. În cadrul Formațiunii de Coruș sunt prezente gresii, nisipuri cu slabe intercalații argiloase și conglomerate, a căror grosime poate ajunge la circa 80 m (Ciupagea et al., 1970).

Transgresiunea Formațiunii de Coruș a fost urmată de o etapă marină (în timpul căreia bazinul a câștigat în batimetrie), care este dovedită de *Formațiunea de Chechiș* (Hofmann, 1879), în facies marnos, extrem de bogată în nevertebrate mici de tipul foraminiferelor, ostracodelor, crustaceelor, briozoarelor etc. (Popescu et al., 1995), la care se adaugă nanoplanctonul calcaros (Meszaroș et al., 1991). În componența ei intră argile compacte, argile siltice, gresii etc.

Miocenul Inferior are ca limită superioară în bazin *Formațiunea de Hida* (Hofmann, 1879; Koch, 1900), care apare ca un termen puternic regresiv (Popescu, 1975), dominat de conglomerate grosiere. După Mészáros (1991) ea revine Ottnangianului, pe bază de nanoplancton calcaros. Formațiunea de Hida, spre deosebire de precedentele, ocupă suprafețe considerabile în partea de nord-vest a bazinului, unde ajunge la grosimi de 1.000 m; depozitele sunt dezvoltate în facies de molasă și cuprind marne și gresii, dispuse alternant cu intercalații lenticulare de conglomerate (Ciupagea et al., 1970). Depozite de aceeași vârstă, cu Formațiunea de Hida, se întâlnesc și la nord de Dej și Beclean, de unde se continuă până la est de Năsăud, dar în facies mai grosier (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, ele se întâlnesc și la sud-est de Bistrița, extinzându-se spre rama estică a bazinului, unde

au fost întâlnite pe o grosime de 1.000 m, în sonda de la Stânceni; în componența lor, de această dată se remarcă prezența gresiilor cenușii verzui, cu intercalații de argile și conglomerate, peste care urmează o serie nisipoasă cu intercalații de conglomerate (Ciupagea et al., 1970).

În partea nord-estică a bazinului, miocenul inferior, alcătuit din argile negricioase cu intercalații de gresii și conglomerate, este mai puțin reprezentativ, cu toate că are pe alocuri grosimi de 800 – 900 m (Ciupagea et al., 1970).

În sud-estul bazinului, depozite miocene, de vârstă burdigaliană, se întâlnesc la contactul cu Munții Perșani, unde sunt dispuse deasupra argilelor oligocene și au în componență argile și marne cenușii, cu intercalații subțiri de gresii (Ichim, 1958).

În partea meridională a bazinului, la sud-est de Sibiu, mai precis în sectorul Sebeșul de Sus, depozitele miocene, tot de vârstă burdigaliană, sunt dispuse transgresiv, fie peste formațiunea eocenă de la Porcești, fie peste șisturile cristaline ale Munților Făgăraș (Ciupagea et al., 1970). Conform sursei citate, în baza succesiunii litologice este prezentă o brechie, alcătuită din roci cristalofiene cu ciment argilos nisipos, peste care sunt dispuse marne cenușii cu intercalații subțiri de nisipuri și marne nisipoase; în complexul marnos au fost identificate mai multe niveluri de tufuri, cu grosimi între 0,50 și 0,80 m, dar a căror compoziție mineralogică diferă de cea a tufurilor badeniene (Perșani și Tălmăciu).

În centrul Bazinului Transilvaniei, miocenul inferior a fost întâlnit în sondele de la Bunești-Gherla, Dârja, Lujerdiu, Sic, Puini, Mociu, Miheș, Stupini, Ucea etc., având în componență conglomerate roșietice, marne și gresii cenușii și brune (Ciupagea et al., 1970).

Depozite specifice Miocenului inferior au fost interceptate în partea centrală a bazinului, de către sondele de la Bistrița, Dârja, Lujerdiu, Sic, Puini, Sucutard, Stupini, Căianu, Giubercu, Miheș, Mociu, Sărmaș, Filitelnic, Sânmiclăuș, Mica, Bratei, Beșa, Cenade, Șeica, Ruși, Alămor etc.; el este reprezentat printr-un complex marno-argilos, cu intercalații de nisipuri, gresii și rar pietrișuri (Ciupagea et al., 1970).

Grosimea sedimentelor, care alcătuiesc succesiunea miocen-inferioară, scade începând din nordul bazinului, unde ajunge la valori de 1.000 m, spre sud, unde valorile tind spre zero (Krézsek și Bally, 2006).

Miocen mediu-superior. În acest interval, arealul intra-carpatic a reprezentat zona de back-arc a subducției carpatice (Horvath și Royden, 1981; Burchfiel și Royden, 1982; Csontos et al., 1992; Csontos, 1995; Horvath, 1993; Tari, 1994), la nivelul căruia s-au generat mai multe bazine sedimentare cu evoluții tectonice și sedimentare distincte. În categoria acestora se include și Bazinul Transilvaniei, el evoluând sub un câmp compresional regional (Krézsek, 2005). Subsidența majoră, care a afectat Bazinul Transilvaniei, se produce începând din Badenianul superior (Krézsek, 2005), ea având o rată mult mai mare, comparativ

cu cea care se bănuiește că s-ar fi desfășurat în Badenianul inferior, dar al cărei origine și extensiune este mai puțin clară (Crânganu și Deming, 1996; Ciulavu, 1999; Huisman, 1999; Sanders, 1999).

În afara evenimentelor tectonice regionale, depozitele sedimentare post-badeniene au fost influențate, la nivel local, de tectonica sării (Vancea, 1960; Ciupagea et al., 1970, Săndulescu, 1984).

Miocenul mediu debutează odată cu **Badenianul**, ale cărui formațiuni s-au depus peste un fundament neregulat, care înaintea transgresiunii a fost relativ intens erodat, motiv pentru care a dobândit o heterogenitate avansată (Ciupagea et al., 1970). Aceasta s-a dovedit importantă pentru evenimentele care au urmat, deoarece a influențat inclusiv diapirismul sării badeniene.

Primele depozite care acoperă întregul bazin sunt cele badeniene, aparținând *Grupului de Câmpie* (Koch, 1884). Ele ating un maxim de 3.000 m grosime în partea centrală a bazinului. Acesta cuprinde trei unități distincte: tufuri dacitice cu foraminifere planctonice în partea inferioară, depozite cu sare la partea mediană și argile și tufuri în partea superioară. Toate acestea reprezintă unitățile litostratigrafice miocen medii din Bazinul Transilvaniei (Filipescu, 2011)

În cadrul Miocenului mediu se includ conglomerate fan deltaice și depozite de facies marin, cu orizonturi de tuf (Krézsek și Bally, 2006), cunoscute sub denumirea de *Formațiunea de Dej*, la care se adaugă materiale evaporitice reprezentate de sare și gips, care prin particularitățile lor dau nota de specificitate a badenianului.

Orizontul de tufuri dacitice începe în multe situații cu conglomerate, care apar pe suprafețe extinse, la nord de Culoarul Someșului Mare (Cuzdrioara, Mihăiești, Giurgești, Dobric etc.) și sudul bazinului, între Perșani și Cislădie (Ciupagea et al., 1970). Prezența conglomeratelor, cu grosimi de peste 100 m, la partea inferioară a Badenianului, pe rama sudică a bazinului, reprezintă una din consecințele amplelor ridicări, suferite de Carpații Meridionali, în timpul fazei stirice (Ciupagea et al., 1970). Spre interiorul bazinului, conform autorilor citați, pe măsura îndepărtării de aria sursă, conglomeratele sunt înlocuite cu gresii și argile marnoase, cu intercalații de nisipuri și calcare, așa cum este în cazul sondelor de la Aiud, Alămor, Nucet și Sășaș.

Primul episod badenian debutează așadar, cu ceea ce revine bazei *Grupului de Câmpie* (Koch, 1884; Filipescu, 2001) și anume *Formațiunii de Dej* (Popescu, 1970). Ea mai este cunoscută și sub denumirea de *Complexul Tufului de Dej* (Moisescu și Popescu, 1967), ceea ce indică existența unui important eveniment magmatic și cineritic, dovedit de o serie de tufuri și tufite, depuse în general sub forma unor bancuri metrice, precum și argile și silturi; toate acestea au fost depuse între conglomeratele din partea superioară a Formațiunii de Hida și formațiunile evaporitice (Filipescu, 2011). Aceste tufuri sunt de natură dominant riocritică și formează un reper stratigrafic esențial cu extensie bazinală. Tuful de Dej este

asociat tectogenezei stirice noi, centrele de erupție rămânând chiar și astăzi destul de puțin deslușite. Totuși, și în condițiile unor asemenea incertitudini, ne putem gândi la existența unor fracturi peri-bazinale, care pe de o parte au conturat bazinul, iar pe de altă parte au putut constitui căi de acces pentru materialul magmatic din profunzime către suprafață (Mârza și Mészáros, 1991). Acestor fracturi peri-bazinale, conform sursei citate, li se adaugă o serie de fracturi intra-bazinale, cum este de exemplu cea asociată fracturii G9, care de asemeni, poate fi suspectată ca focar important pentru materialul magmatic.

Procesele geologice și geomorfologice au determinat ca Tuful de Dej să apară în aflorimente, el putând fi observat între Colibița, Dej, Cluj-Napoca, Mera și Iara în zona nord-vestică sau între Șinca Veche, Comăna de Sus și Avrig-Tâlmăciu în zonele sud sud-estice (Mârza și Mészáros, 1991). Amploarea deosebită a evenimentelor cineritice, care au generat Tuful de Dej, este dovedită și de prezența unor echivalenți ai acestuia, în bazinele neogene limitrofe celui transilvan. În aceste teritorii, tufurile au primit denumiri locale precum Tufurile de Ortelec, Mirșid și Chilioara (în Bazinul Șimleu), Benesat - Valea Chioarului (în Bazinul Băii Mari) ori de Ocna Șugatag (în Bazinul Maramureș), de unde se continuă și în Ucraina trans-carpatică sau în Slovacia orientală. Mai trebuie menționat că acest tuf își are echivalent și la exteriorul Carpaților, în așa numitul Tuf de Slănic, care deschide succesiunea Badenianului în avanfosa carpatică.

Tuful de Dej, în locul său tipic de apariție și anume masivul eruptiv de la Ciceu, are în componență roci piroclastice de curgere de tipul ignimbritelor. Acest tuf conferă faciesul dominant, din sectorul Măgura Ciceului – Dealul Cetății, ignimbritele fiind în general slab sortate și exprimând o vagă stratificare dobândită în timpul proceselor de curgere (Seghedi și Szacacs, 1991). Culoarea acestor roci este cenușiu albicioasă, uneori cu tendințe verzui, ele fiind formate din cristaloclaste, ponce, litoclaste reunite de o matrice sticloasă.

În cadrul acestei formațiuni Popescu (1970) a separat *Membrul de Ciceu-Giurgești* alcătuit din conglomerate urmate de argile siltice și tufuri. La nivel strict local, spre topul succesiunii Formațiunii de Dej, se dezvoltă și un echivalent lateral algal bioclastic calcaros, care poate fi urmărit pe marginea vestică a bazinului între Arieș și Ampoi numit *Formațiunea de Gârbova* (Filipescu, 1996).

Referitor la vârsta entităților stratigrafice amintite, ele pot fi atribuite Badenianului inferior (Moravian, Langhian) (Mészáros et al., 1991; Mészáros și Șuraru, 1991).

Tuful de Dej, prin grosimea și continuitatea sa, reprezintă un bun reper stratigrafic pentru descifrarea geologiei Bazinului Transilvaniei, atât la suprafață, cât și în profunzime, în cadrul sondelor care l-au traversat (Ciupagea et al., 1970).

După terminarea depunerii formațiunilor cu tuf, specifice badenianului bazal, sedimentarea în bazin s-a modificat radical, urmând o etapă în care s-au

depus evaporite, cuprinse în *Formațiunea de Ocna Dejului* (Mészáros, 1991), respectiv *Formațiunea de Cheia* (Filipescu, 1996). Dintre acestea prima are o extensie cu totul și cu totul deosebită, formând practic o placă groasă în bazin, în timp ce a doua are o întindere mult mai mică, ea putând fi urmărită strict între Tureni și Cheia (Ghergari et al., 1991), Pietroasa și Podeni (Filipescu, 1992) și Lopadea Veche (Pánaj-Vajna, 1910).

Depozitele evaporitice au fost depuse într-un bazin adânc, dar deshidratat, fiind posibil ca grosimea depozițională a sării să fi fost de aproximativ 300 m (Krészek și Filipescu, 2005; Krészek și Bally, 2006). Faciesurile evaporitice din Badenianul mediu – *Formațiunea de Ocna Dejului* (Mészáros, 1991) și *Formațiunea de Cheia* (Filipescu, 2005), constituie un reper stratigrafic important, el evidențiind scăderile nivelului marin, asociate schimbărilor paleogeografice regionale (Filipescu, 2005).

Formațiunea de Ocna Dejului se referă la depozite de sare gemă, ce pot atinge grosimi de câteva sute de metri, care au secțiunea tip la Dej. Și în acest caz, depozitele de sare din Transilvania au echivalent și în avanfosa Carpaților, unde este prezentă *Formațiunea de Ocnele Mari* (Drăgănescu, 1997).

În afara secțiunii tip de la Ocna Dej, sarea gemă se întâlnește și în alte locații din Bazinul Transilvaniei, cum sunt cele de pe marginea acestuia, unde tendințele diapire ale sării s-au manifestat mult mai evident, comparativ cu sectoarele interne. Dintre locațiile cu apariții ale sării se remarcă cele de la: Cojocna, Turda, Ocna Mureș, Ocna Sibiului, Sovata, Praid, Figa, Sărățel etc.

Legate de prezența sării sunt procesele diapire, care s-au manifestat diferențiat, în funcție de poziția pe care acumulările de sare au avut-o în interiorul bazinului. Astfel, în sectoarele centrale a putut fi consemnat un diapirism atenuat de tip saltpillow, în timp ce spre marginile bazinului, acolo unde acoperirea litostatică a fost mai redusă, fiind permise în consecință descărcări de presiune, sarea s-a manifestat diapir mult mai accentuat (Ciupagea et al., 1970; Krészek și Filipescu, 2005; Krészek și Bally, 2006). Procesele diapire, determinând formarea cutelor și domurilor, au influențat într-o manieră specifică tectonica depozitelor de la partea superioară a orizontului de sare.

În Badenianul superior (Kossovian), după încetarea procesului de depunere a sării, din Badenianul mediu (Wielician), se remarcă apariția unor depozite în general terigene, care ar reveni unor formațiuni precum *Formațiunea de Pietroasa* (Filipescu, 1996 - preponderent argiloasă). Așadar, peste depozitele de sare sedimentarea a continuat cu argile brune, marne negricioase, marne cenușii, marne șistoase, cu rare eflorescențe de sulf, intercalații de nisipuri, gresii și tufuri, a căror grosime crește de la vest către est, datorită aportului semnificativ de sedimente provenite din erodarea Carpaților Orientali, afectați de mișcări de ridicare (Ciupagea et al., 1970).

Finalul Badenianului este marcat printr-un eveniment cineritic, materializat prin Tuful de Borșa-Apahida (Ciupagea et al., 1970; Mârza și Mészáros, 1991). Acest tuf, care practic separă Badenianul de Sarmatian, este un nivel marker important, care se poate urmări în special în vestul Bazinului Transilvaniei, în regiunea tip cuprinsă între Borșa și Cojocna (Ciupagea et al., 1970). În partea sudică a bazinului se evidențiază o descreștere importantă a Badenianului superior, de la peste 1.500 m în est, până la grosimi de sub 10 m în vest (Krészek et al., 2010).

Pe lângă sectorul de apariție la zi, unde a fost descris pentru prima dată, și anume în partea nord-vestică a bazinului de sedimentare (aproximativ de la Cluj-Napoca până la Beclean), Badenianul mai aflurează și în alte locuri (Ciupagea et al., 1970): între Turda și Teiuș (pietrișuri, conglomerate, marne, argile, gipsuri etc.), între Sebeș și Apoldul de Sus (marne tufacee, marne negricioase cu eflorescențe de gips), la Cislădie (marne nisipoase cu intercalații de tufuri dacitice subțiri, marne albe calcaroase), la Cârțișoara (șisturi argiloase, stratificate cu eflorescențe dese de sulf, în bancuri masive), în sud-estul bazinului, în sectorul Homorod (bancuri de nisip cu intercalații de marne cenușii, lespezi de gresii, trovanți, tufuri dacitice etc.).

Referitor la Badenian, se poate concluziona că el corespunde uneia dintre cele mai semnificative faze de transgresiune neozoică, care a condiționat depunerea sedimentelor de această vârstă, până departe de marginile actuale ale bazinului (Ciupagea et al., 1970). Ulterior depunerii, conform sursei citate, depozitele au fost supuse, pe mari suprafețe, unei eroziuni intense, fapt care a determinat dispariția lor completă, în unele sectoare situate pe blocurile mai ridicate din vecinătatea ramei bazinului.

Tot în cadrul Miocenului mediu se remarcă **Sarmațianul**, el având la partea inferioară depozite argiloase, prevăzute cu intercalații subțiri de nisipuri și tufuri. Acestea sunt continuate cu depozite siliclastice marine (Sarmațian inferior și mediu), depozite de facies recifal și deltaic, reprezentate prin conglomerate, gresii și șisturi (Sarmațian superior) (Krészek și Filipescu, 2005). Grosimea lor crește începând din nord-vestul bazinului, unde grosimea ajunge la valori de câteva sute de metri, spre sud-est unde înregistrează peste 2.000 m (Krészek și Bally, 2006).

Depozitele sarmațiene apar la suprafață în două sectoare orientate nord-est – sud-vest (fig. 3. 4). Unul dintre sectoare este situat la nord de Culoarul Mureșului și se extinde între Luduș și Bistrița, iar celălalt în sud-estul bazinului, începând de la Odorheiul Secuiesc până la Sibiu. De asemenea, pe suprafețe relativ reduse Sarmațianul apare între Târgu Mureș și Gurghiu, în apexul domurilor Deleni, Cetatea de Baltă și Bazna (argile și nisipuri, cu intercalații de tufuri), între Blaj și est de Șeica Mare și în arealul Apold – Sebeș (Ciupagea et al., 1970). De remarcat că Sarmațianul atinge grosimea maximă, de aproximativ 1.500 m, în partea centrală a bazinului, între Culoarul Mureșului și Culoarul Târnavei Mari, unde fiind acoperit de Pannonian a fost protejat contra eroziunii (Ciupagea et al., 1970).

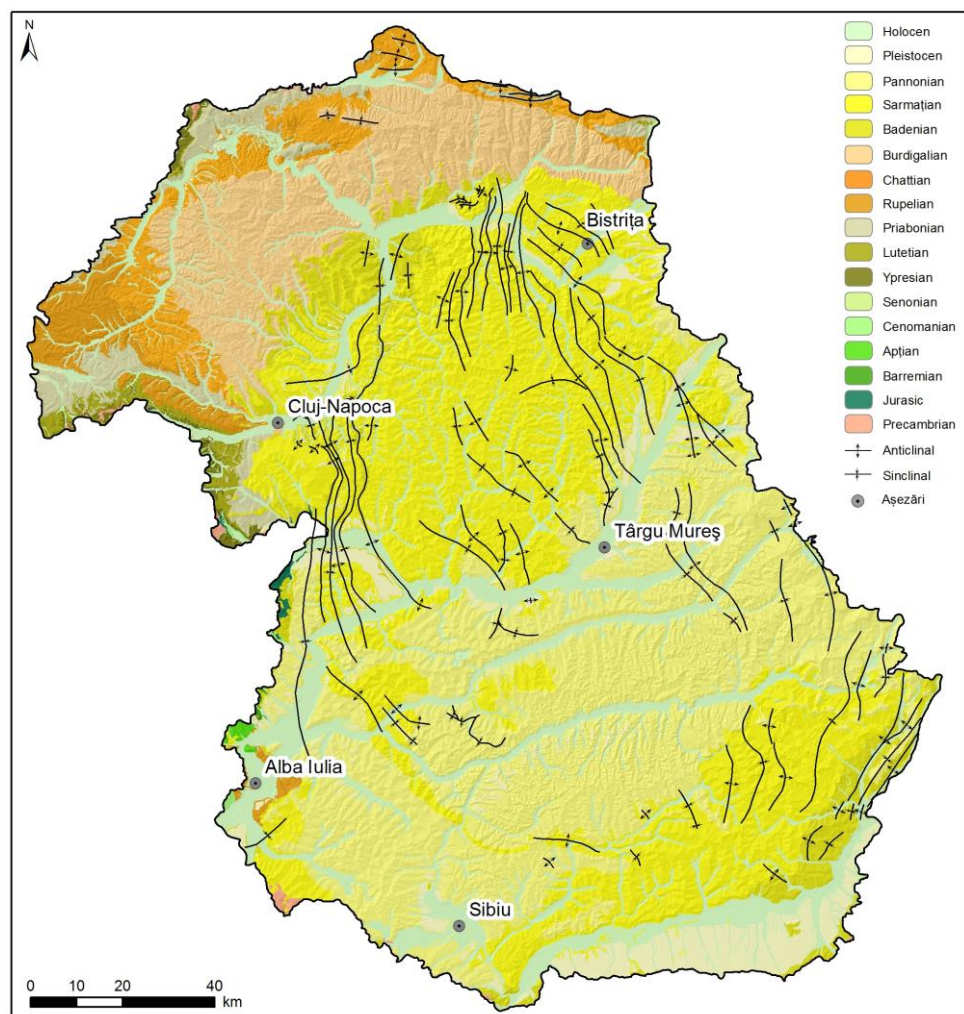


Fig. 3. 4. Harta geologică a Bazinului Transilvaniei

La modul general, Sarmațianul este reprezentat printr-o alternanță de marne și nisipuri, cu intercalații de gresii și tufuri dacitice, la care se adaugă marne cu intercalații de nisipuri. Nisipurile se întâlnesc în general la partea superioară a Sarmațianului, unde formează bancuri de 10 – 60 m grosime, separate de pachete de marne compacte, cu grosimi de 30 – 120 m (Ciupagea et al., 1970); conform sursei citate partea inferioară a sarmațianului este în general marnoasă. Sub aspect litologic, pentru Sarmațian mai sunt caracteristice: intercalațiile de tufuri vulcanice; intercalații subțiri, centimetrice de calcare dolomitice; intercalații de marne șistoase cu filme albe (sunt specifice pentru partea superioară a formațiunii); intercalații cu conglomerate (în sud-estul, sud-vestul și nordul depresiunii); atât orizonturile cu

marne, cât și cele cu nisipuri, prezintă resturi de plante incarbonizate și pe alocuri chiar straturi de lignit, indicând o depunere în ape puțin adânci (Ciupagea et al., 1970). Conform sursei citate, nisipurile sunt prezente îndeosebi la partea superioară a Sarmațianului, unde formează bancuri de 10 – 60 m grosime, separate prin pachete de mane, cu grosimi cuprinse între 30 și 120 m. Pe baza datelor furnizate de sonde s-a stabilit în cadrul Sarmațianului o trecere de la un facies pelitic vestic, la unul pelitic-psamitic, caracteristic părții centrale a bazinului (alinamentul Bistrița-Sighișoara-Agnita), după care spre est scade procentul psamitic până la 30% (Ciupagea et al., 1970). Creșterea procentului psamitic, de la vest la est, se datorează aportului de material, provenit din Carpații Orientali nordici, în care mișcările de ridicare și, în consecință, intensitatea eroziunii era superioară, comparativ cu Munții Apuseni, care se ridicau mai lent (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele sarmațiene se află în continuitate de sedimentare cu cele badeniene. Dintre tufurile vulcanice, importante pentru partea bazală a Sarmațianului (Volhinian), sunt de remarcat cele de: Hădăreni, Ghiriș și de Sărmășel.

Tuful de Hădăreni (Vancea, 1929) este unul extrem de reprezentativ, prin grosime, aflorimentul clasic găsimu-se în Dealul Brâul Alb de la Hădăreni, unde acest tuf apare chiar deosebit de contrastant prin culoarea albicioasă, datorată fenomenelor de alterare; el este foarte bentonitizat (dominat de montmorillonit și beidelit), iar la partea sa superioară este dominat de aporturi vitroclastice.

Importanța stratigrafică a Tufului de Ghiriș, considerat inițial ca limită între Sarmațian și Buglovian, s-a diminuat odată cu pierderea semnificațiilor Buglovianului în Bazinul Transilvaniei.

La rândul său, Tuful de Sărmășel (Vancea, 1929) este unul de culoare albicioasă, cu aspect cretos și structură pelitică aleuritică, vitroclastic, intens zeolitizat și probabil de natură dacitică (Mârza și Mészáros, 1991). Tufurile sarmațiene au caracter andezitic și sunt puse pe seama erupțiilor andezitice din Munții Căliman, Gurghiu și Harghita, care au avut un caracter predominant bazic (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele volhiniene (Sarmațian inferior) au fost delimitate în vestul bazinului sub denumirea de *Formațiunea de Iris* (Filipescu, 1999), respectiv *Formațiunea de Dobârca* în sudul bazinului (Lubenescu, 1981). În vreme ce Formațiunea de Iris se rezumă strict la Sarmațianul bazal, Formațiunea de Dobârca acoperă un interval mai larg, care ar acoperi întregul Sarmațian ss. și chiar o parte din baza Pannonianului (Filipescu, 1999). În Formațiunea de Dobârca s-ar găsi intercalate Tufurile de Turda, Hădăreni și Ghiriș (Popescu et al., 1995).

Partea superioară a Sarmațianului, din partea de vest a bazinului, este reprezentată de către *Formațiunea de Feleac* (Koch, 1884), care după Filipescu (2001) se dispune deasupra Formațiunii de Iris (Filipescu, 1999) (în vestul bazinului). Nu de aceeași părere sunt Popescu et al., (1995) care o privesc oarecum diferențiat,

ca îndințare cu topul Formațiunii de Dobârca. Formațiunea de Feleac se evidențiază prin prezența unor depozite dominate de arenite grosiere și medii, care prin diageneză generează trovanți. Ei apar frecvent pe suprafața terenului fiind degajați din nisipurile înconjurătoare prin eroziune diferențiată. Geneza acestor concrețiuni pornește de la un nucleu, care poate fi reprezentat fie de un litoclast, fie de un rest organic, de obicei o cochilie de moluscă, dar și de resturi ale unor vertebrate, cum ar fi de exemplu vertebra de cetaceu (delfinid) semnalată de Codrea (2008).

În aflorimentul tipic de la Feleac, de pe Valea Căprioarei, poate fi urmărită o succesiune în care apar nisipuri, gresii, conglomerate, pietrișuri, la care se adaugă intercalații rare de argile vineții (Filipescu, 2011).

Pe marginea nord-estică a bazinului depozitele sarmațiene, alcătuite din conglomerate, marne, gresii și nisipuri, ajung până în apropierea eruptivului Munților Căliman și Gurghiu (Ciupagea et al., 1970).

Sarmațianul din partea centrală a bazinului, suprapus în general Câmpiei Transilvaniei, are în componență marne cenușii-vineții, cu intercalații de nisipuri și uneori conglomerate nisipoase, așa cum este la Șincai și Sărmășel (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, autorii citați menționează că, depozitele din Câmpia Transilvaniei au numeroase orizonturi de tuf, dintre care se remarcă Tuful de Zau, Tuful de Sărmășel și Tuful de Șincai.

În extremitatea vestică a bazinului, în sectorul Cojocna – Turda – Aiud depozitele sarmațiene sunt alcătuite din marne cenușii, argile cenușii-gălbui, gresii, nisipuri și calcare dolomitice, la care se adaugă intercalații de tufuri cu grosimi de 1 – 1,5 m, așa cum este cel de Urca și Gorgan (Ciupagea et al., 1970).

În sectorul Ocnișoara – Blaj depozitele sarmațiene sunt alcătuite din alternanțe de marne, nisipuri și gresii dure cu intercalații de tufuri (Ciupagea et al., 1970).

În sud-vestul bazinului, Sarmațianul are în componență marne, nisipuri și conglomerate.

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei, în Volhinian (Sarmațian inferior) se observă o serie de depozite, inițial de apă puțin adâncă (nisipuri de shoreface la Dobârca, gresii ale șelf-ului intern la Merești sau marne de șelf extern la Dacia și Dobârca), contemporane unor conuri turbiditice, care se acumulau spre centrul bazinului. Partea superioară a Volhinianului are în componență depozite de conuri deltaice, gresii de tip shoreface, precum și unele gipsuri lagunare, așa cum sunt cele de la Daia Română. În centrul bazinului sedimentarea se desfășura neschimbat (Krészek et al., 2010). Tot în partea de sud a bazinului, Sarmațianul este bine reprezentat între Veștem și Sibiu, unde apare sub formă de marne vinete compacte, cu intercalații de calcare dolomitice și tufuri subțiri, peste care urmează o alternanță de pietrișuri cu conglomerate, cu grosime de 100 m, așa cum este în cazul confluenței Cîbinului cu Hârtibaciu (Ciupagea et al., 1970).

De asemenea, în sudul Transilvaniei, partea superioară a Sarmațianului cuprinde mai multe ambianțe, între care unele de apă puțin adâncă (shoreface), iar altele de apă adâncă, îndeosebi în sectoarele aflate spre interiorul bazinului, unde s-au acumulat conuri turbiditice (Krészek et al., 2010). Și în acest caz, spre partea terminală a succesiunii se remarcă o modificare a faciesurilor, ce devin mult mai grosiere, ca rezultat al acumulării unor produse clastice, aduse de eroziunea care se petrecea în teritoriile emerse înconjurătoare (Krészek et al., 2010). Conform autorului citat, această sedimentare a fost produsă cel mai probabil de mișcările de ridicare ale Munților Carpați, atâta timp cât nu au putut fi consemnate, în acest interval, evenimente eustatice, care să fi putut marca o astfel de sedimentare.

În sud-estul bazinului Sarmațianul este bine reprezentat pe versantul drept al Văii Oltului, începând de la Avrig până la Făgăraș, de unde se continuă spre nord-est, până la Rupea și Odorheiu Secuiesc; caracteristice pentru acest sector sunt marnele cenușii și cafenii, nisipurile, alternanțele de marne și nisipuri, conglomeratele și intercalațiile subțiri de calcare dolomitice, la care se adaugă orizonturile de tuf (Ciupagea et al., 1970).

Sarmațianul superior, cel care face trecerea spre Pannonian, a fost foarte activ și instabil, din punct de vedere tectonic, fapt confirmat de numeroasele discordanțe locale și regionale existente în succesiunea sedimentară (Kreszek și Filipescu, 2005; Kreszek, 2005); conform ultimei surse citate, partea terminală a Sarmațianului a fost una transgresivă.

În Miocenul superior modificarea evidentă, a faciesurilor de sedimentare, marchează începutul **Pannonianului**. Formațiunile acestuia se prezintă sub forma unei succesiuni monotone, reprezentate prin alternanțe de argile, gresii, marne, nisipuri, conglomerate fine și orizonturi de tuf.

Studiile ostracofaunei din depozitele pannoniene (Wanek, 1992), indică medii depoziționale de adâncime mare, fapt care infirmă că ele ar fi de adâncime mică și continentale, așa cum susțineau cei care le-au studiat în trecut (Torok, 1933; Vancea, 1960), doar pe baza caracterelor torențiale a lor și a poziției stratigrafice (Krészek, 2005). Aceste informații, referitoare la adâncimea de sedimentare, sunt deosebit de utile, în înțelegerea susceptibilității la alunecări de teren, a acestor depozite, în condițiile în care ele au ajuns la zi, pe suprafețe extinse în Bazinul Transilvaniei. Din cadrul Pannonianului sunt prezente depozite de vârstă slavoniană (Pannonian inferior), în unele cazuri izolate fiind păstrat și Serbianul (Pannonian superior) (Krészek, 2005). Comparativ cu asociațiile întâlnite în Bazinul Pannonic cele din Transilvania sunt pline de forme remaniate (mai ales din Cretacic și Oligocen, dar și din Miocen) și relativ sărace în forme autohtone pannoniene, fapt ce denotă un mediu de sedimentare cu energie ridicată (Krészek, 2005).

Transgresiunea pannoniană se presupune că a fost una de mare amploare, depozitele de această vârstă fiind transgresive peste cele sarmațiene, badeniene sau

mai vechi (Josan, 1979); autorul citat precizează în continuare că, grosimea maximă a lor, de 800 m, se înregistrează la nord-est de Dumbrăveni.

Limita dintre Sarmațian și Pannonian a fost trasată convențional, de mulți cercetători (Erni, 1929; Ciupagea, 1930; Vancea, 1960; Ciupagea et al., 1970), la nivelul Tufului de Bazna. Acesta din urmă este unul andezitic, cu grosime de 4,5 cm, cenușiu, poros, cu structură vitroclastică, intercalat în cadrul unor marne foioase (Negrea și Costa-Foru, 1965).

Legat de trecerea de la Sarmațian la Pannonian, problema existenței sau nu, a unei continuități de sedimentare, a fost dezbătută mai bine de un secol în literatura geologică. Au existat astfel, pentru început, perioade în care s-a acceptat existența continuității de sedimentare, îndeosebi înainte de 1960 (Ilie, 1958; Vancea, 1960), pentru ca apoi să fie susținută ideea lipsei unei astfel de continuități. Adepții acestei direcții au fost și Ciupagea et al. (1970), cei care susțin că lipsa unei limite distincte este consecința exondării care a avut loc la finalul Sarmațianului, în Basarabian; depozitele acestuia nefiind acoperite de ape au rămas necimentate. În aceste condiții, conform sursei citate, la revenirea apelor în Pannonian, acestea au amestecat sedimentele sarmațiene, rămase necimentate, cu cele pannoniene, astfel încât a dispărut orice urmă de transgresiune și de discordanță. Lucrările mai noi (Filipescu, 1999; Krézsek, 2005) atestă însă lipsa unei discordanțe erozionale între Sarmațian și Pannonian, cel puțin pentru partea centrală a bazinului de sedimentare, cu precizarea că, doar în partea marginală există o lacună de sedimentare, acolo unde depozitele Sarmațiene au fost erodate înainte de transgresiunea Sarmațian terminală – Pannonian bazală.

La zi depozitele panoniene apar mai ales în partea centrală a bazinului, cuprins între Culoarul Mureșului în nord și cel al Hârtibaciului, în sud, suprapusă Podișului Târnavelor.

Se presupune că în afară de jumătatea sudică a bazinului transilvan, unde pannonianul apare la zi pe mari suprafețe, întrucât a fost ferit de eroziune, el a mai acoperit și toată jumătatea de nord a acestuia, până la masivele cristaline ale Meseșului, Dealului Mare (Țicăului) și Prelucii (Ciupagea et al., 1970). În teritoriile nordice ale bazinului, conform sursei citate, depozitele pannoniene au fost erodate pe parcursul Pliocenului și transportate la vest de masivele cristaline menționate, ca efect a ridicării tectonice a jumătății de nord a acestuia; la fel s-a întâmplat și în extremitatea sud-estică a bazinului.

În general, depunerea a avut loc în medii diverse, cum sunt cele caracteristice conurilor deltaice, rampelor și zonelor lacustre adânci; formațiunile pannoniene sunt bine reprezentate în partea central-sudică a bazinului, unde apar la zi pe suprafețe extinse, sub forma unei fâșii orientate de la vest – sud-vest spre est – nord-est (Krézsek, 2005). O mare parte din sedimentele Miocenului superior au fost erodate datorită înclinării spre sud-est a bazinului (De Broucker et al., 1998;

Krészsek și Filipescu, 2005), precum și a ridicării regionale, în Pliocen, a Carpaților Orientali (Sanders, 1999).

Analizate în detaliu, depozitele panoniene sunt foarte variate sub aspect litologic, așa cum va fi prezentat în continuare (Ciupagea et al., 1970):

- în estul bazinului, între Odorheiu Secuiesc și Miercurea Nirajului, au fost separate următoarele orizonturi litologice: orizontul inferior marnos (marne cenușii cu intercalații de nisipuri), orizontul conglomeratic (conține și elemente rulate de gresii dure, cuarțite, tufuri și roci eruptive), orizontul marnos-nisipos, orizontul nisipos și orizontul superior marnos; din cele cinci orizonturi menționate, la nord de Culoarul Târnavei Mici, până la Măgherani, se continuă doar ultimele trei;

- la sud de Culoarul Târnavei Mari, în partea estică a bazinului, depozitele panoniene includ conglomerate și nisipuri cu intercalații de marne alburii nisipoase; în sectorul Ruși – Slimnic aceste depozite sunt alcătuite la partea inferioară din marne, peste care se dispun bancuri de nisipuri, cu rare intercalații de marne cenușii nisipoase;

- în bazinul văii Homorodului Mic, la vest de Munții Perșani, succesiunea sedimentară este alcătuită dintr-un complex inferior nisipos și un orizont superior de conglomerate, pietrișuri și gresii;

- în partea sudică a bazinului depozitele panoniene includ argile, marne cenușii, pietrișuri, pietrișuri cuarțitice etc.

- în sud-vestul bazinului este reprezentat prin: pietrișuri cu elemente de cuarțite, calcare, gresii, roci eruptive etc., prinse într-un ciment nisipos;

- în vestul bazinului, sectorul Daia – Sebeș, panonianul se prezintă sub forma unei alternanțe de nisipuri micacee, nisipuri cu intercalații subțiri de argile, gresii cenușii albicioase, argile cenușii sau cenușiu gălbui, la care se adaugă gipsuri secundare, ce umplu diaclazele;

- la contactul cu Munții Apuseni depozitele panoniene sunt dispuse alternant; dintre diferitele tipuri de roci din componența lor se remarcă: argile cenușii-negricioase, nisipoase, marne cenușii închise, nisipoase sau fin nisipoase, nisipuri micacee cu rare concrețiuni grezoase, gresii sub formă de lespezi subțiri, pietrișuri și conglomerate calcaroase fosilifere provenite din Munții Apuseni; în sectorul Ciugud – Bădeni sunt prezente nisipuri, care la partea inferioară sunt groșiere, iar la cea superioară trec în conglomerate, care în varianta slab cimentată, ajung până la nord de Lopadea Nouă;

- la sud de Culoarul Mureșului, în sectoarele Micoșlaca – Băgău și Cecălaca – Fărău, Pannonianul este reprezentat printr-un complex inferior marnos și un complex superior nisipos;

- în sectorul dintre culoarele celor două Târnavă, și la sud de Târnavă Mare, până pe flancul nordic al structurii Cenade – Ruși – Agnita, depozitele panoniene sunt alcătuite din marne și argile;

- în partea centrală a bazinului, depozitele panoniene au fost grupate, pornind de la criteriul litologic, în trei orizonturi: orizontul nisipurilor inferioare (cu grosimi de până la 200 m, este alcătuit din bancuri groase de nisip cu concrețiuni grezoase, conglomerate și intercalații de marne; el apare la zi la: Apold, Vulcan, Daia, Saschiz, Șeica Mare, Ocna Sibiului, Ilimbav, Mediaș și Sighișoara, acolo unde Târnava Mare și-a săpat o vale epigenetică, îngustă cu aspect de defileu), orizontul marnelor medii (cu grosimi de aproximativ 200 m, predomină între culoarele Mureșului și al Târnavei Mici, apărând inclusiv în partea centrală a domurilor Copșa Mică, Nadeș și Filitelnic) și orizontul nisipurilor superioare (sunt caracteristice sinclinalelor care delimitează domurile Deleni, Nadeș, Filitelnic, Copșa Mică, Bazna și Tăuni).

Uniformitatea faciesului și a amestecului faunistic au fost considerate elemente restrictive, în separarea de subetaje pentru întregul bazin, motiv pentru care orizonturile separate local nu se pot urmări pe întinderi mari (Ciupagea et al., 1970).

Cu toate acestea unele depozite au fost grupate în formațiuni, dintre care se remarcă Formațiunea de Lopadea și echivalentul ei lateral, Formațiunea de Gușterița, apoi Membrul de Săcădate, Formațiunea de Vingard, Formațiunea de Ocland etc.

Formațiunea de Lopadea (Lubenescu și Lubenescu, 1977) se dispune transgresiv și discordant peste Formațiunile de Dobârca, respectiv Feleac. Tendința pelitică se manifestă îndeosebi în segmentul bazal al formațiunii, în care aceste pelite sunt dominante, în timp ce partea superioară are deja o tendință mai arenitică, prin comparație. Marnele bazale conțin o asociație cu numeroase ostracode semnalate la Mirăslău (Popescu et al., 1995), la care se mai adaugă o faună interesantă de moluște (Lubenescu și Lubenescu, 1977), dominată de congerii, limnocardiaceae și melanopside.

Formațiunea de Gușterița apare în sudul Bazinului Transilvaniei, unde formează partea bazală a Slavonianului (Pannonian inferior) (Krézsek, 2005), ea fiind numită uneori și Formațiunea de Valea Rodului (Lubenescu, 1981).

Echivalentul marginal al Formațiunii de Gușterița este reprezentat de *Membrul de Săcădate* (Stratele de Săcădate). Se pare că atributul de marginal are mai mult rol de poziție actuală, decât de margine de bazin puțin adâncă, deoarece conglomeratul, cu faună de amestec din Valea de Mijloc, de la est de Săcădate, nu reprezintă un facies litoral, ci este o curgere debritică (Krézsek, 2005).

Formațiunea de Vingard (Lubenescu, 1981) cuprinde probabil cele mai noi depozite panoniene din vestul Bazinului Transilvaniei, vârsta lor este Serbiană și sunt alcătuite din sedimente litorale – șelf proximal (Krézsek, 2005). În aceste condiții, succesiunile sedimentare din bazin se opresc în Pannonianul terminal, ele fiind însă consemnate doar în sudul bazinului, acolo unde se întâlnește formațiunea de Vingard (Lubenescu, 1981). Ar fi în discuție, conform surselor citate, un pachet cu grosimi de 30 - 40 m de depozite, dominant clastice, în care apar forme de congerii, fapt ce demonstrează apartenența lui, la partea extrem

terminală a Pannonianului și posibil chiar a Pontianului. Acest fapt ar demonstra, prin simplul aspect al litologiei, că bazinul avea deja tendințe de colmatare clare, lucru care este verificat și în sectoarele sud-estice, în care se păstrează depozite deltaice și fluviatile; toate acestea demonstrează că la sfârșitul Pannonianului bazinul era deja ridicat, colmatat și umplut cu sedimente erodate din regiunile limitrofe (Sanders et al., 1999).

Formațiunea de Ocland este specifică părții estice a bazinului, unde succesiunea tipică este alcătuită din conglomerate, argile, tufuri și straturi de cărbuni, cu mențiunea că în partea sudică a Munților Harghita sunt acoperite de aglomerate vulcanice (Krézsek, 2005).

Depozitele de la partea superioară a orizontului de sare – sarmațiene și pannoniene - au o structură tipică, ca rezultat a manifestării procesele diapire. Variația acestora a condus la o zonalitate evidentă, caracterizată de prezența domurilor circulare sau elipsoidale, în partea centrală, la care se adaugă, pe marginile vestică și estică, cute alungite, orientate preponderent de la nord la sud, cu apariția pe alocuri a depozitelor de sare, de tipul stock-urilor, la zi (Săndulescu, 1984). Autorul citat, menționează în continuare că, fiecare dom corespunde unui masiv de sare criptodiapir, a cărui particularitate este aceea că nu a străpuns în întregime depozitele badeniene, sarmațiene și pannoniene.

Alături de formațiunile depuse, în cadrul celor patru megasecvențe tectono-stratigrafice, pe alocuri, în Bazinul Transilvaniei, au mai avut loc și altele, între care se remarcă tufurile calco-alkaline, depuse în timpul Pliocenului datorită erupțiilor vulcanice bazaltice, din partea superioară a acestuia (Krézsek, 2005).

În partea estică a bazinului, peste depozite de vârstă sarmațiană și panoniană, a avut loc depunerea de aglomerate vulcanice andezitice, rezultate în urma erupțiilor care au avut loc în lanțul vulcanic Căliman-Gurghiu-Harghita, începând de la sfârșitul Pannonianului și până în Pleistocen (Mac, 1972). Materialele depuse alcătuiesc formațiunea vulcanogen sedimentară. În componența ei predomină andezite cu piroxen și hornblendă, andezite amfibolitoce, andezite cu biotit și andezitele bazaltice; galeții de dimensiuni variabile sunt cimentați cu un liant cineritic, motiv pentru care alcătuiesc o brechie vulcanică compactă, rezistentă la eroziune (Mac, 1972). Pe interfluviile de la poalele Munților Căliman aglomeratele vulcanice (piroclastite vulcanogene) sunt constituite din tufuri, brezii de explozie, conglomerate andezitice etc. (Gârbacea, 2015).

De asemenea, în **Cuaternar**, procesele de eroziune, care au dominat, au fost însoțite și de acumulări, care atât în Pleistocen, cât și în Holocen, sunt reprezentate prin depozite fluviale de luncă și terasă, la care se adaugă depozitele din partea mediană și de la baza versanților, ce intră în componența glacisurilor.

Depozitele Cuaternare (pleistocene și holocene) sunt predominante în depresiunile și culoarele de contact, situate atât pe marginile bazinului (așa cum este

în cazul depresiunilor Făgăraș, Sibiu, Apold, culoarelor Mureșului, Arieșului), cât și la interior (culoarele Târnavelor, Mureșului, Someșelor, Hârtibaciului, Șieului etc.).

Dintre aceste teritorii, cea mai mare varietate, de roci cuaternare, se înregistrează în Depresiunea Făgăraș, a cărei geneză complexă a determinat, ca alături de rocile proluviale și fluviale, care sunt dominante, să se întâlnească și depozite deluvial-coluviale, cu blocuri, pietrișuri, nisipuri și argile nisipoase (Ciupagea et al., 1970).

Consider că a fost necesară o prezentare detaliată a caracteristicilor litologice specifice fiecărui etaj, pentru că așa cum se va prezenta la capitolul dedicat alunecărilor de teren, ele sunt influențate în mod direct și de către litologie. Acest fapt este valabil, mai ales în condițiile în care, eroziunea derulată, de la ultima exondare până în prezent, a determinat ca la zi să apară orizonturi litologice foarte diverse, iar fiecare, prin particularitățile lor mineralogice, influențează în mod deosebit maniera de lucru a agenților geomorfologici și, de asemenea, direcționează procesele și mecanismele morfogenetice.

CAPITOLUL 4

FORMAREA ȘI EVOLUȚIA RELIEFULUI DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

4.1. CARACTERISTICILE SUPRAFETEI PRIMORDIALE A DEPRESIUNII

Introducere. Pornind de la vastitatea spațiului depresionar transilvan și de la complicata evoluție geologică a acestuia, trebuie acceptat că exondarea nu a avut loc peste tot în același timp. Îndeosebi în Dealurile și Depresiunile Submontane și în partea nord-vestică, suprafețele de teren au fost exondate definitiv mai de timpuriu (Sarmațian), pentru a intra ulterior sub incidența proceselor geomorfologice subaeriene.

Pentru reconstituirea morfologiei inițiale a depresiunii, vor fi luate în considerare exondările, care au avut loc odată cu regresiunile, de la sfârșitul Sarmațianului și Pannonianului. Așa cum am prezentat, în cadrul capitolului aferent structurii geologice a bazinului, în timpul Paleogenului și al Miocenului inferior, au mai existat perioade cu regresii marine, care au favorizat modelarea subaeriană, dar morfologia acestora a fost acoperită ulterior de stiva groasă de sedimente, depusă în Miocenul mediu și superior. Din acest motiv sunt posibile doar reconstituiri din categoria celor de ordin speculativ.

Exondarea depresiunii. În urma mișcărilor tectonice, dintre care se remarcă cele rhodanice, din intervalul Pannonian-Dacian, bazinul de sedimentare transilvan a fost supus unei înălțări generale, proces care a condus la dispariția regimului lacustru.

Golirea de ape a spațiului depresionar a fost determinată de ridicarea generală a Munților Carpați și a teritoriile de orogen aferente; procesul a presupus ridicări mai intense în proximitatea muntelui și oarecum atenuate ale depresiunii însăși (Ciupagea et al., 1970).

Apele Lacului Transilvan au fost evacuate la sfârșitul Pliocenului inferior prin două porți: poarta Mureșului și a Someșului (Ciupagea et al., 1970). Cea din urmă avea la sfârșitul Pannonianului o lățime de peste 100 km și se prezenta sub forma unei câmpii largi, din care aveau să se ridice cele trei insule de cristalin (Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca și Dealul Dumbrava), situate pe marginea de nord-vest a depresiunii (Ciupagea et al., 1970). Cât despre existența în acel timp a unei porți a Oltului, indiciile obiective, care să ateste și o evacuare spre sud, nu sunt foarte clare, cu toate că în perioada continentală de la sfârșitul Miocenului exista o legătură

spre sud, peste Carpații Meridionali, care probabil a fost refăcută ceva mai târziu, în Pliocenul superior (Ciupagea et al., 1970).

După retragerea apelor panoniene, întreaga Depresiunea a Transilvaniei rămâne exondată definitiv și debutează procesul modelării geomorfofolgice, prin intermediul agenților și proceselor exogene. Așa cum am mai precizat, exondarea nu s-a făcut simultan și integral în tot spațiul depresionar; în timp ce marginile erau supuse unei intense eroziuni și acumulări, procese care au condus la formarea piemonturilor, în unele sectoare, ca Depresiunea Făgăraș și Podișul Secașelor, mai exista un regim lacustru sau de mlaștină pe cale de colmatare (Mac, 1972).

La sfârșitul Pannonianului, după exondare, depresiunea avea aspectul unei câmpii înalte, fluvio-marine și fluvio-lacustre, în partea sa centrală și sud-estică, în timp ce în partea nordică se păstrau resturi ale unor suprafețe exondate anterior (Geografia României, III, 1987), care aveau deja o morfologie specifică, rezultată în urma unei modelări subaerene.

Pe alocuri, suprafețele exondate, în Sarmațian și Pannonian, au fost ulterior fosilizate de depozite mai noi, cum sunt aglomeratele vulcanice, rezultate în urma erupțiilor, care au avut loc în Carpații Orientali.

O astfel de situație este caracteristică pentru Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, unde pe spații reduse, relieful actual este rezultatul dezgropării suprafeței primordiale, prin adâncirea rețelei hidrografice, de sub formațiunea vulcanică (Mac, 1972), depusă ulterior. Îndepărtarea de către eroziune a acestor formațiuni nu a avut loc uniform, motiv pentru care nu se mai poate recunoaște morfologia existentă, înainte de ultimele depuneri de aglomerate vulcanice.

De asemenea, în Dealurile Bistriței (Piemontul Călimanului) suprafața inițială a fost acoperită și fosilizată de către aglomeratele vulcanice rezultate în urma erupțiilor din lanțul vulcanic al Carpaților Orientali. Ea a fost scoasă la zi, abia odată cu accentuarea eroziunii fluviale, pe măsură ce se organiza actuala rețea hidrografică, dar fără a se mai putea reconstitui vechea sa morfologie. Faptul că nu există un contact uniform, ci unul foarte festonat (Gârbacea, 2015) între aglomeratele vulcanice și suprafața inițială, denotă că depunerea lor nu a avut loc imediat după exondare, ci a existat o scurtă perioadă de modelare continentală, în care suprafața primordială a căpătat o morfologie aparte, sub acțiunea proceselor geomorfologice subaerene.

Tot în acest context, merită semnalat faptul că, formele negative de pe suprafața pe care s-au depus aglomerate vulcanice, au înregistrat grosimi mai mari a acestora, comparativ cu cele mai ridicate, unde stratul depus a fost mai subțire, motiv pentru care a fost mai ușor de îndepărtat (Gârbacea, 2015). Pornind de la acest raționament, autorul citat subliniază că, martorii izolați din Dealurile Ardanului (Piemontul Călimanului), cum sunt Cetățeaua Cușmii (949 m) și Piatra lui Iacob (948), reprezintă forme de relief de inversiune vulcanică. Situații similare

se întâlnesc și în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, unde la partea superioară a următoarelor culmi: Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Firtuș (1.060 m), Rez (932 m) etc., se întâlnesc aglomerate vulcanice.

Ulterior retragerii apelor și din partea centrală și sud-estică și a continuării mișcărilor de înălțare din faza valahă, cele care au antrenat întregul edificiu structural din depresiune, începe evoluția continentală și formarea reliefului actual (Geografia României, III, 1987). Râurile inițiale, cu izvoarele în Carpații Orientali, urmăreau înclinarea generală a suprafeței proaspăt exodate, curgând spre Lacul Panonic (din vestul Munților Apuseni), prin Poarta Someșului și Culoarul Mureșului de atunci (Geografia României, III, 1987). Drenajul spre vest a râurilor a fost determinat de înclinarea generală a depozitelor panoniene, mai ridicate cu câteva sute de metri în vecinătatea Carpaților Orientali.

Condiții de geneză a piemonturilor. În timpul exondării depresiunii, dar și după aceea, condițiile geomorfologice și climatice existente au fost favorabile genezei unor suprafețe piemontane la contactul cu unele grupe montane (Posea et al., 1974). Ele au fost denumite de către autorii citați piemonturi circumtransilvănene.

Cu toate că nu au constituit o fâșie unitară, pe marginea depresiunii, ele au avut o dezvoltare semnificativă pe alocuri, îndeosebi acolo unde geneza lor a fost favorizată de tectonică și de extinderea bazinelor hidrografice montane.

Primele două unități piemontane apar încă din timpul Burdigalianului (Posea et al., 1974), formațiuni pe care Paucă (1972) le consideră badeniene. După autorii citați una era localizată la contactul cu Munții Perșani și Făgăraș, iar cealaltă în partea nord-vestică a depresiunii pe aliniamentul localităților Cluj-Napoca, Jibou și Năsăud, la contactul cu Munții Apuseni și Carpații Orientali.

Un alt interval prielnic genezei piemonturilor s-a înregistrat în Sarmațian, când ele s-au dezvoltat la contactul cu Carpații Orientali.

O altă etapă, favorabilă genezei de piemonturi, se înregistrează în a doua parte a Pliocenului, când unitățile piemontane s-au dezvoltat la contactul cu Munții Apuseni și Carpații Orientali (Posea et al., 1974).

Având în vedere vechimea lor, chiar dacă în etapele de formare reprezentau forme de relief distincte, comparativ cu cele de la contactul cărora s-au format (munte și depresiune), ele nu se mai păstrează ca unități în relieful actual. Dovada prezenței lor sunt conglomeratele și pietrișurile acvitanian-burdigaliene, de pe rama internă a Munților Carpați: în nordul munților Perșani, Făgăraș și Cindrel, între Cluj-Napoca și Jibou, în Culmea Breaza, în Dealurile Năsăudului și se pare chiar în estul Munților Trascău (Posea et al., 1974). Analiza geologică a acestor depozite, conform sursei citate, sugerează că o parte din ele au fost depuse și subacvatic, fapt care nu exclude posibilitatea continuării lor ca relief piemontan emers, având în vedere alternanța de transgresiuni și regresii marine, mult mai dese la contactul cu unitatea montană.

Ulterior depunerii și consolidării depozitele piemontane au intrat aproape complet în structura depresiunii (Posea et al., 1974).

Comparativ cu piemonturile Pliocene, cele formate în Pleistocen, cu toate că nu ocupă suprafețe considerabile și nici nu sunt foarte evolute, se păstrează destul de bine, în cadrul depresiunilor de contact din Dealurile și Depresiunile Submontane. Dintre acestea se remarcă: Piemontul Făgărașean (prezent sub formă de glacisuri piemontane și conuri fluvio-periglaciare), conurile aluviale ale Sadului și Cibinului (ultimul păstrându-se bine în podul Dumbrava și podul Șopa), Piemontul Bercu Roșu (Depresiunea Săliște-Sibiu), precum și unele resturi de conuri aluviale din Dealurile Bistriței (Posea et al., 1974).

Încetarea subsidenței din depresiune, o dată cu ultima exondare de la sfârșitul Pannonianului și echilibrarea profilurilor, între munte și suprafețele de la poalele lui, a redus în mod considerabil posibilitățile de constituire a piemonturilor, începând cu Romanianul (Posea et al., 1974).

Se poate concluziona că, piemonturile care s-au format în depresiune au la bază, ca factor genetic, diferența dintre munte, în curs de înălțare, și depresiune, care fie nu se înălța, fie o făcea la o intensitate mai redusă. Extinderea lor a fost condiționată de durata acumulării piemontane și de cantitatea de materiale care veneau din munte. Piemonturile au început să fie fragmentate și distruse, o dată cu diversificarea rețelei hidrografice permanente.

Procese geomorfologice specifice. În suprafața primordială a depresiunii, care era un fel de coastal plane, primarumf sau suprafață penepremitivă (Biro, 1958, citat de Mac, 1972), rețeaua hidrografică inițială va lucra cu repeziciune, căutând să se adapteze la dinamica specifică nivelului sau nivelelor de bază la care se raporta.

Procesele geomorfologice, care s-au derulat la nivelul ei, au fragmentat-o, transformând-o în culmi interfluviale (care doar pe alocuri mai păstrează urme ale aspectului ei inițial) despărțite de văi.

Dintre procesele geomorfologice, care au participat la modelarea ei, se remarcă în special cele fluviale, care prin intermediul rețelei hidrografice, au contribuit la formarea văilor, de diferite ordine, cele care, ulterior au fragmentat-o și separat-o în subunități cu trăsături morfologice distincte.

Alături de acțiunea rețelei hidrografice suprafața inițială a fost modelată de intense procese de denudare în suprafață (spălări de tip sheet-flood, deplasări uscate de grohotișuri etc.), toate acestea având ca efect o puternică retragere a versanților formați în urma adâncirii râurilor.

La nivelul versanților modelarea a avut loc, pe fondul unei variații substanțiale a stărilor climatice, începând din Pliocenul superior până în prezent (Coteț, 1973). S-a trecut astfel de la o modelare specifică condițiilor tropicale, la una tipic periglaciară cu procese crionivale (Coteț, 1973), pentru ca ulterior, formele caracteristice acestora din urmă, să fie și ele estompate de către dinamica actuală a versanților, desfășurată pe

fondul climatului temperat. Trăsătura comună a modelării, în circumstanțe atât de diferite, o reprezintă existența formelor de relief de tip glacis, care se păstrează și continuă să evolueze și în prezent (Coteț, 1973). La această afirmație trebuie adăugat că, majoritatea proceselor geomorfologice, care s-au derulat în condiții climatice tropicale, periglaciare și temperate, au fost favorabile acumulării materialului evacuat de pe versanți, la partea lor inferioară, în condițiile în care, pe de o parte râurile nu au avut debite suficiente să le evacueze, iar pe de alta între albie și versant s-au interpus suprafețe tampon de tipul luncilor, teraselor și glacisurilor.

În ultima perioadă geologică, și anume în Cuaternar, depresiunea a fost supusă pe mari suprafețe unei eroziuni deosebit de intense, care a avut la bază două cauze: gradul uneori deosebit de redus al cimentării depozitelor, respectiv puternica înălțare suferită de acestea, ca efect a ridicării generale a Munților Carpați (Ciupagea et al., 1970).

Deoarece în depresiune ridicarea nu a fost uniformă, îndepărtarea aproape totală a formațiunilor, de vârstă panoniană și sarmațiană, a avut loc doar în sectorul de nord-vest, pe când în centru și sud-vest, unde a înregistrat un minim de ridicare în Pliocenul superior și Cuaternar, ele s-au păstrat pe suprafețe extinse (Ciupagea et al., 1970).

Cu toate că în Cuaternar a predominat eroziunea, există și depozite formate în urma proceselor de acumulare. Se remarcă în acest sens: depozitele fluvio-glaciare din Depresiunea Făgăraș, depozitele proluviale ale conurilor de dejecție, depozitele eoliene cu caracter loessoid, terasele, aluviunile din albie, depozitele de turbărie, depozitele deluviale de pe versanți datorate alunecărilor de teren și solifluxiunilor pleistocene etc.

De asemenea, suprafața primordială a depresiunii a fost afectată, în lunga s-a evoluție, de mișcări tectonice care au înălțat-o neuniform. În cazul unor unități morfostructurale, așa cum este Depresiunea Lăpuș, suprafața primordială a fost deformată, ruptă pe linii de falii și înălțată diferențiat (Posea, 1962a).

Intensitatea variată a mișcărilor de ridicare, ce au afectat spațiul depresionar, în timpul Pliocenului superior și al Cuaternarului, sunt evidențiate de altitudinile la care se găsesc în prezent depozite geologice de aceeași vârstă. De exemplu, formațiunile de vârstă panoniană, ultimele care au fost sedimentate în depresiune, se găsesc ridicate până la o altitudine de 550 m, în partea centrală, pentru ca pe marginea de est a depresiunii, la contact cu eruptivul Munților Căliman, ele să se găsească la altitudini care depășesc valoarea de 800 m (Ciupagea et al., 1970). Aceleași depozite, conform sursei citate, în cadrul Depresiunii Dunării mijlocii, unde blocurile fundamentului au continuat să se scufunde și în Pliocen și chiar în Cuaternar, se află la o adâncime de câteva sute de metri sub nivelul mării. Rezultă așadar o diferență de peste 1.000 m între depozitele panoniene, din cele două mari depresiuni care încadrează Munții Apuseni (Ciupagea et al., 1970).

Trăsăturile reliefului. Dacă la începutul Cuaternarului relieful cu aspect de podiș cuprindea un spațiu extins, ulterior, pe măsura dezvoltării mai multor generații de văi, care au determinat o fragmentare accentuată, el s-a transformat într-un ansamblu de dealuri (Ielenicz, 1999). Din suprafața inițială au rezultat numeroase interfluvii înguste, rotunjite, cu martori de eroziune petrografici sau structurali, la care se adaugă culoare de vale, străjuite de versanți.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanților și a teraselor, este rezultatul unei evoluții recente, întregită, actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune liniară și areală (Geografia României, III, 1987).

Cele mai specifice forme de relief, rezultate pe fondul unei astfel de evoluții, sunt dealurile, colinele și văile. Ele s-au format, așa cum am precizat, în urma fragmentării suprafeței primordiale, care pe măsură ce se înălța și era disecată de rețeaua hidrografică (de la contactul cu muntele), a primit în partea centrală aspect de podiș, de unde și denumirea de Podișul Transilvaniei.

La nivel de subunități aspectul deluros predomină pe marginea răsăriteană a depresiunii (Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Olt și Mureș etc.), unde fragmentarea reliefului este accentuată, precum și în bazinele mijlocii ale Târnavelor (Geografia României, III, 1987). Stadiul de coline a fost atins, în partea centrală a depresiunii (Câmpia Transilvaniei), unde la modelarea substratului, alături de rețeaua hidrografică, au contribuit ulterior și procesele geomorfologice derulate pe suprafețe înclinate de tipul versanților.

Dealurile și colinele din depresiune au evidente asimetrii, din cauza neuniformității structurale și litologice. Asimetria se păstrează și în cadrul culoarelor de vale, cu deosebire acolo unde unul dintre versanți, se prezintă sub forma unui front de cuestă, ca rezultat al eroziunii diferențiate pe depozite monoclinale sau boltite sub formă de dom. Asimetria din cadrul culoarelor de vale este accentuată de cele mai multe ori și de dispunerea teraselor fluviale, care de obicei sunt mai dezvoltate doar pe una din părțile culoarului, ca rezultat al abaterii râurilor spre ariile subsidente sau ca efect al unor ridicări tectonice neuniforme.

Comparativ cu situația din interiorul depresiunii, la limita cu muntele, eroziunea a avut cu totul o altă manifestare; fiind mult mai viguroasă a sculptat depresiuni de contact de tipul: Depresiunii Lăpuș, Depresiunii Făgăraș, Depresiunii Sibiu, Depresiunii Săliște, Depresiunii Apold, Depresiunii Hășdate-Vlaha, Depresiunii Huedin și Depresiunii Almaș-Agrij etc. Nota de specificitate a acestor depresiuni este dată de aceeași asimetrie pronunțată: fronturi de cuestă abrupte și terase pe marginea podișului, glacisuri, piemonturi și suprafețe vechi exhumate în proximitatea muntelui (Geografia României, III, 1987).

După această îndelungată evoluție geomorfologică, condimentată cu mișcări tectonice, relieful din depresiune prezintă evidente diferențieri altitudinale între Podișul Transilvaniei, care este caracterizat de altitudini maxime de 500 – 600 m, și

Dealurile și Depresiunile Submontane, unde valorile maxime ajung la 900 m și pe alocuri chiar depășesc 1.000 m.

Din cele prezentate anterior rezultă ce relieful Depresiunii Transilvaniei este unul complex, sub toate aspectele. Complexitatea în cauză este rezultatul unei evoluții îndelungate, desfășurată pe etape, începând de la ultima exondare până în prezent. În aceste condiții, relieful de ansamblu al depresiunii s-a perfectat în etape mai vechi, în timp ce morfologia de detaliu este rezultatul actualelor stări și condiții geomorfologice.

Cu toate că etapa actuală, cu climat temperat și procese geomorfologice specifice, are un rol mai redus în configurarea reliefului de ansamblu, ea are însă un rol important în găsirea unor răspunsuri la problemele de ordin practic, generate de dinamica proceselor geomorfologice actuale, cum ar fi alegerea celor mai bune măsuri și metode de combatere a lor. De asemenea, cunoașterea dinamicii geomorfice din prezent este în măsură să permită descifrarea tendințelor evolutive ulterioare, în condițiile în care, relieful din depresiune este departe de a fi ajuns la un echilibru morfodinamic, care să impună diminuarea proceselor geomorfologice, până la stadiul în care nu mai sunt întrunite condiții, pentru apariția de noi forme de relief, chiar și de detaliu.

Formarea și evoluția reliefului din depresiune, deși a fost una continuă, poate fi totuși diferențiată în etape, în funcție de direcțiile principale pe care le-a urmat:

- etapa suprafeței primordiale, proaspăt exondate;
- etapa formării rețelei principale de râuri și stabilizarea ei pe traseele actuale;
- etapa formării reliefului fluvial (adâncirea râurilor, individualizarea interfluviilor, formarea versanților, a teraselor și a luncilor) și a evidențierii reliefului structural și petrografic;
- etapa formării reliefului de detaliu din albie și de la nivelul versanților, pe fondul actualelor condiții de modelare, specifice climatului temperat și a intervenției antropice.

Se poate concluziona că, relieful și configurația actuală a rețelei de văi reflectă cât se poate de fidel evoluția geomorfologică a depresiunii, începând cu ultima exondare.

Problema suprafețelor de nivelare. Până acum am prezentat suprafața depresiunii ca una primordială, rezultată în urma exondării de sub ape marine și lacustre, care ulterior a fost fragmentată de procesele geomorfologice, ce au avut loc pe suprafața ei. Lucrurile par destul de simple, până la un moment dat, dar ele se complică o dată cu descinderile în teren și urmărirea lucrărilor de geomorfologie, care au avut în atenție etapele de evoluție a reliefului din Depresiunea Transilvaniei.

Urmărite în teren, resturile suprafeței primordiale, pe lângă că ocupă suprafețe destul de restrânse, ele se găsesc la altitudini care variază de la o unitate morfostructurală la alta. Cel mai adesea, din suprafața primordială a depresiunii se păstrează doar interfluvii, cu aspect de creastă de intersecție, și mai puțin cu aspect de

platou, ambele presărate cu martori erozivo-structurali. Interfluviile principale, urmărite altitudinal, se racordează aceluiași nivel, dovadă că sunt resturi ale unei suprafețe unitare din care au provenit. Alături de interfluviile principale există și interfluvii aparținând unor generații mai noi, rezultate în urma diversificării rețelei de văi, care fiind formate în detrimentul interfluviilor principale, se găsesc la altitudini mai reduse.

Referitor la situația din lucrările de geomorfologie, majoritatea autorilor care au abordat spațiul depresionar, sub aspectul etapelor de evoluție a reliefului, discută despre existența mai multor suprafețe de nivelare (de obicei trei) sau niveluri de eroziune, formate în urma unei modelări îndelungate a reliefului. Ele sunt diferențiate în primul rând altitudinal, apoi sub aspectul morfologiei, genezei și al vârstei. Dintre cercetătorii care au avut preocupări în studiul suprafețelor de nivelare și nivelurilor de eroziune din depresiune se remarcă: Rodeanu (1925), David (1945), Gârbacea (1956, 1957), Gârbacea și Grecu (1981, 1984, 1994), Posea (1962a și 1969a), Posea et al., (1974), Savu (1963), Rădulescu și Grumăzescu (1963), Orghidan (1969), Mac (1969, 1970, 1971, 1972), Mac și Tovissi (1968), Mac și Herșcovici (1973), Mac și Pendea (2002), Pop (1970), Ciupagea et al., (1970), Ilie (1973), Josan (1979), Popescu (1990), Grecu (1992), Ielenicz (1993, 1999), Sandu (1998), Irimuş (1998, 2006) etc.

Am abordat pe larg problema suprafețelor de nivelare, din Depresiunea Transilvaniei, într-o lucrare anterioară (Roșian, 2011), motiv pentru care nu o voi face și acum. De la publicarea cărții menționate, o dată cu efectuarea mai multor ieșiri în teren, pentru a le observa în detaliu, am ajuns să am alt punct de vedere despre geneza lor. Acum le consider mai degrabă resturi ale suprafeței primordiale, decât teritorii care au fost nivelate în condiții subaerene o perioadă foarte îndelungată, conform teoriei peneplenizării și pedimentatției.

Menționez acest lucru deoarece consider că timpul de la exondare, până în prezent, a fost destul de scurt, geologic și geomorfologic vorbind, pentru ca suprafața depresiunii să treacă prin mai multe cicluri de nivelare (două sau trei), chiar și incomplete.

Ar fi interesantă în acest sens o analogie cu situația din Câmpia Română, teritoriu, care cel puțin pentru partea s-a nordică, de la contactul cu Subcarpații (Câmpia Piteștilor, Câmpia Târgoviștei și Câmpia Ploieștilor) este exondat de suficient de mult timp (Pleistocen inferior) și se află la altitudini medii suficient de mari (200 – 220 m), pentru a nu fi supus unei modelări, care să conducă la suprafețe de nivelare. În realitate însă, partea superioară acestor teritorii nu este altceva decât suprafața rezultată în urma ultimei exondări, dar modelată de către procese geomorfologice din categoria celor de scurgere a apei pe suprafețe înclinate și scurgerea apei prin albie, la care s-au adăugat mai recent și procese geomorfologice antropice. Se pune astfel întrebarea – Este Câmpia Română, cel puțin pentru partea sa nordică, o suprafață de nivelare? Răspunsul, în funcție de cum sunt privite lucrurile, poate fi atât negativ, cât și pozitiv. Îl consider negativ pornind de la faptul că suprafața respectivă nu a fost erodată, de așa manieră,

încât să se ajungă la una derivată. El poate fi unul pozitiv, dacă se consideră că factorii endogeni și cei exogeni (ai modelării) s-au compensat reciproc, pentru menținerea unei suprafețe uniforme. În caz contrar nu vorbim de o nivelare a reliefului, ci dimpotrivă, de o fragmentare, de o diversificare morfologică și structurală a acestuia (Ilie, 1973).

La cum arată în prezent relieful Depresiunii Transilvaniei, datorită frecvenței ridicate a alternanței culoarelor de vale cu interfluviile, a fost vorba mai degrabă de o fragmentare morfologică, decât de geneza unor suprafețe de nivelare.

Revenind la suprafața primordială a depresiunii, probabil mult timp, în lipsa unor diferențe de altitudine între ea și nivelul de bază, nu a fost modelată fluvial decât de râurile care veneau din munte; era o situația oarecum asemănătoare cu ceea ce se întâmplă în prezent pe suprafața Câmpiei Române, unde rețeaua hidrografică autohtonă este puțin dezvoltată.

În aceste condiții, ceea ce se mai păstrează la partea superioară a interfluviilor, din Depresiunea Transilvaniei, nu reprezintă altceva decât resturi ale suprafeței primordiale, în cel mai bun caz, sau suprafețe derivate din modelarea acestora de către procesele geomorfologice care s-au manifestat pe suprafața ei, dar mai cu seamă la nivelul versanților rămași în urma adâncirii râurilor.

Prezența unor interfluvii, cu aspect de creste de intersecție, susține punctul de vedere conform căruia degradarea suprafeței primordiale nu a avut loc doar prin procese de eroziune fluvială propriu-zisă, ci și prin aportul proceselor de pe versanți, cu deosebire acolo unde datorită prezenței luncilor, teraselor și a glacisurilor, râurile nu îi mai subminează.

Legat de această problemă, a degradării suprafeței primordiale și de reducere a ei la interfluvii, cu aspect de creste de intersecție, este interesant ceea ce menționa Savu, încă din 1963: „*în Podișul Someșan nu putem vorbi de platforme de eroziune, în sensul preconizat de geomorfologi, ci doar de interfluvii alungite, mai mult sau mai puțin plane, ale căror culmi se racordează, în funcție de frecvența acelorăși altitudini, în câteva niveluri etajate*” (Savu, 1963, p. 148). Se pune atunci întrebarea – Cum de în Podișul Târnavelor, cel mai recent exondat, au fost întrunite condiții pentru formarea unor suprafețe de nivelare extinse, în timp ce în Podișul Someșan, considerat cel mai vechi uscat din depresiune, o astfel de nivelare, pe suprafețe extinse, nu a fost posibilă? Răspunsul este, din punctul meu de vedere, că atât interfluviile din Podișul Someșan, cât și ceea ce se consideră suprafețe de nivelare în Podișul Târnavelor, reprezintă resturi ale suprafeței primordiale, rămase în urma retragerii mării panoniene sau după caz sarmațiene. Faptul că acolo unde uscatul este mai vechi fragmentele sunt mai puțin păstrate (interfluvii cu aspect de creastă de intersecție în Podișul Someșan), decât acolo unde este mai nou (poduri interfluviale extinse în Podișul Târnavelor), denotă că variabila timp, cea care controlează foarte bine procesele geomorfologice, nu trebuie ignorată. Pe scurt înseamnă că suprafața inițială a depresiunii a fost cu atât mai fragmentată, cu cât a trecut mai mult timp de

la exondare. Bineînțeles la nivel de detaliu există și diferențieri introduse de litologie, structură și de dinamica proceselor geomorfologice care au acționat.

Că să închei, menționez că cele mai bine păstrate resturi ale suprafeței primordiale, din depresiune, se găsesc pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Târnavei Mari, ce vin din partea nordică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Șoalei și Roandolei, ca subunități ale Podișului Mediașului, precum și în Podișul Vânători). Se remarcă în acest sens, de la est spre vest următoarele locații: Dealul Cărbunelui – La Punctile de Piatră (560 m, între văile Saschiz și Strigoilor), Dealul Pădurea Brăniștii (570 m, între văile Strigoilor și Vadul), Dealul Braite (510 m, între văile Șaeș și Stejărenilor), Dealul Rustig și Dealul Crișului (500 m, între văile Stejărenilor și Criș), Dealul Șeștinilor (515 m, între văile Criș și Felța), Dealul Valchidului și Dealul Laslea (510 m, între văile Laslea și Valchid), Dealul Valchid (505 m, între văile Valchid și Biertan), Dealul Lupoia Mare (500 m, între văile Biertan și Dupuș), Dealul Șesul Mediaș (445 m, între văile Buzd și Moșna), Dealul Căraea Ighișu și Dealul Șesul Copșa (480, între văile Ighiș și Vorumloc), Dealul Șesu Treancu (450 m, între văile Vorumloc și Șoala), Dealul Șesu Gol și Dealul Grâului (470 m, între văile Șoala și Agârbiciu), Dealul Șesu Râpei (460 m, între văile Lupului și Râpei), Dealul Șesu Boarta (450 m, între văile Râpă și Calva), Șesul Vâlcelușelor (440 m, între văile Calva și Rusului), Dealul Slâmniciului (420 m, între văile Rusul și Slâmniciului) etc. (fig. 4. 1).

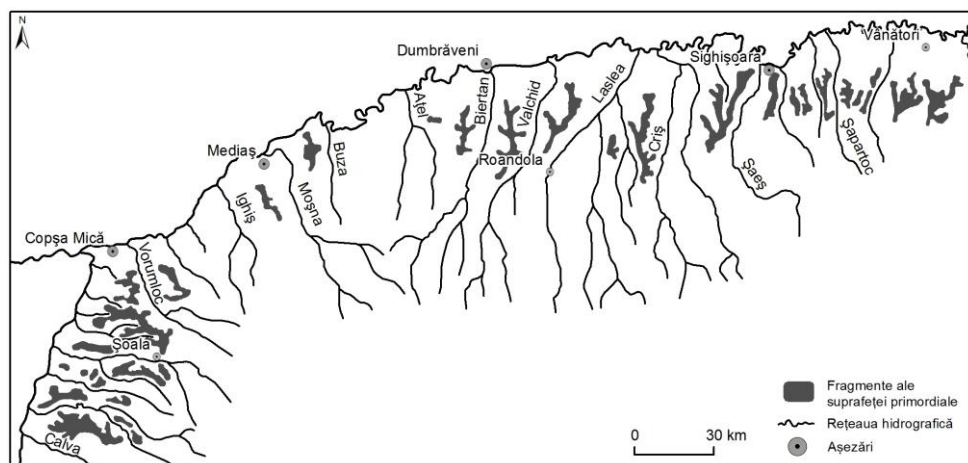


Fig. 4. 1. Fragmente ale suprafeței primordiale ale depresiunii localizate în partea nordică a Podișului Hârtibaciu (prelucrare după Gârbacea și Grecu, 1994, p. 6)

Aceste suprafețe, datorită unei evoluții îndelungate, înclină ușor spre Culoarul Târnavei Mari, iar altitudinea lor scade la est la vest, de la aproximativ 550 – 600 m în Podișul Vânători, la 500 – 550 m în Dealurile Roandolei, pentru ca în Dealurile Șoalei să aibă 450 – 500 m. Diferențele altitudinale, între extremitatea vestică și estică, au fost apreciate ca rezultat al unor mișcări de ușoară ridicare tectonică, care au afectat

marginea nord-estică a Podișului Hârtibaciului (Gârbacea și Grecu, 1994). Cu toate că în unele studii mai vechi ele au fost considerate terase ale Târnavei Mari (Rodeanu, 1925) sau pedimente de vale (Mac, 1972; Gârbacea și Grecu, 1984; Gârbacea et al., 1991; Grecu și Gârbacea, 1994), consider la ele reprezintă resturi ale suprafeței primordiale, rămasă exondată de la sfârșitul Pannonianului.

4.2. FORMAREA VĂILOR

Înțelegerea evoluției reliefului se sprijină mult pe interpretarea formării rețelei de văi, motiv pentru care subcapitolul de față va fi consacrat acestui demers. Prin urmele pe care le-a lăsat în depresiune, rețeaua de văi este un indicator fidel al evoluției reliefului.

Cunoașterea actualei configurații a rețelei hidrografice, precum și a paleoevoluției sale, în urma căreia s-au format văile fluviale, constituie unul dintre elementele de bază, în încercarea de stabilire a genezei și evoluției reliefului, din Depresiunea Transilvaniei. Demersul are la bază atât ideea că văile reprezintă formele de relief care oferă cele mai multe informații în acest sens, cât și justetea că rețeaua hidrografică este cel mai fin aparat natural, care înregistrează, prin forma ei în plan (convergențe, divergențe etc.) locul mișcărilor substratului, iar prin eroziunea verticală, ritmul și amplitudinea acestora (Vâlsan, 1915, citat de Coteș, 1973).

Evacuarea apei din depresiune este realizată de către râuri simple și complexe, diferențiate între ele ca formă, grad de subordonare și tendințe de evoluție. Aceste deosebiri, nu sunt decât o reflectare a modului de organizare și ierarhizare a rețelei fluviale, în conformitate cu specificul unităților geomorfologice pe care le drenează.

Un număr însemnat de râuri, cu toate că drenează suprafețe importante din spațiul depresionar, provin din unitatea carpatică, purtând cu ele influențe specifice.

Existența acestei situații, oferă posibilitatea împărțirii râurilor în două categorii: în prima se înscriu cele care își au izvoarele în unitatea carpatică (râurile alohtone), în timp ce a doua cuprinde râurile care își au în întregime bazinul hidrografic în cuprinsul depresiunii (râurile autohtone).

Elementul principal, care conduce ulterior la menținerea diferențelor, care există între cele două tipuri de râuri, îl constituie tocmai modul diferit de alimentare a acestora, la care se adaugă caracteristicile suprafeței de pe care are loc alimentarea (Roșian, 2011). Astfel, fiecărei categorii îi va fi specific un anumit regim hidrologic, un anumit debit mediu anual, raportat la suprafața pe care o drenează, iar forma de relief rezultată în urma drenajului (valea) va avea caracteristici morfologice și morfometrice proprii. Am recurs la această împărțire, deoarece râurile autohtone, prin stadiul de evoluție în care au ajuns și ordinul care îl au, oferă posibilitatea scoaterii în evidență a specificului transilvan al drenajului și în același timp a morfologiei văilor care le-au format.

Ajungerea la stadiul actual de evoluție, a rețelei de văi și a formelor de relief care o însoțesc, a presupus, din momentul schițării depresiunii, numeroase prefaceri, reluări și restructurări. În mod cert, în urma unei astfel de evoluții paleogeomorfologice, una dintre cele mai dificile probleme, pe care le ridică rețeaua hidrografică, sub aspect evolutiv, este aceea a reconstituirii etapelor prin care a trecut, pentru a ajunge la morfologia actuală a văilor.

Pentru găsirea de răspunsuri veridice în acest sens, trebuie recurs la informațiile pe care le oferă rețeaua actuală, care nu este decât o continuare a evoluției din etapele anterioare, precum și la informațiile furnizate de raporturile paleogeomorfologice ale etapelor precedente, cum ar fi: poziția lacului pliocen, direcția de retragere a apelor acestuia, mișcările tectonice etc.

Din aceleași motive, evoluția rețelei de râuri din Depresiunea Transilvaniei trebuie abordată într-un context morfohidrografic mai larg, care să includă și spațiul carpatic, unde își au izvoarele râurile alohtone. Acestea din urmă, fiind colectorii celor autohtone le-au influențat în mod decisiv evoluția, configurația și organizarea, în urma cărora a fost conturat specificul transilvan, al modelării reliefului de către râuri. Datorită acestei conlucrări, geneza reliefului fluvial din depresiune și de la contactul acesteia cu muntele, a avut loc pe măsura individualizării celor două unități care vin în contact.

Cele notate pe scurt, oferă o imagine, mai mult sau mai puțin exhaustivă, a stărilor geomorfologice, pe fondul cărora a avut loc, prin restructurări repetate, formarea actualei rețele hidrografice și a reliefului fluvial care o însoțește. Acesta, în devenirea lui, a fost condiționat de o serie de factori, atât de natură exogenă (alternanța domeniilor de modelare), cât și endogenă – influența structurii, litologiei și tectonicii (Roșian, 2011).

În urma proceselor care au avut loc, la nivelul scoarței din unitatea carpatică, odată cu sfârșitul cretacicului, așa cum am mai menționat, debutează procesul de schițare a Depresiunii Transilvaniei, prin scufundarea, a ceea ce ulterior devine fundamentul ei. Ca dovadă a îndelungatului proces de scufundare, care a avut loc, fundamentul precretacic superior se întâlnește la suprafață în unitatea carpatică înconjurătoare și de asemenea a fost întâlnit la adâncimi variabile în interiorul depresiunii, într-o serie de sonde adânci (Ciupagea et al., 1970). În continuare, vastul domeniu depresionar format la interiorul Munților Carpați, a început să funcționeze ca arie de sedimentare, cu depuneri importante în Paleocen, Eocen, Oligocen și Miocenul inferior și mediu, proces care s-a finalizat pe cea mai mare parte din suprafața sa, cu depunerea sedimentelor panoniene (Miocen superior). Ulterior depunerii acestora are loc exondarea depresiunii și debutul complexului proces de modelare subaeriană, care se continuă și în prezent.

Am considerat necesară reluarea pe scurt a evoluției Depresiunii Transilvaniei, pentru a evidenția varietatea transformărilor produse, care în cele din urmă au influențat și dirijat, adaptarea rețelei hidrografice.

Depunerea complexului de formațiuni sedimentare peste un fundament neuniform, nici din punct de vedere morfologic, dar nici al tectonicii, nu putea să rămână fără consecințe asupra manierei de grefare și apoi de evoluție, până la configurația actuală, a rețelei de văi. În acest context, fundamentul depresiunii, prin multitudinea sa de compartimente diferențiate în plan vertical, a condiționat stilul structural al complexului sedimentar, care la rândul său a orientat dispunerea rețelei hidrografice primare, tocmai pe suprafața cuverturii sedimentare, proaspăt exondate.

Tot în acest context, se pare că mișcările tectonice, ale fundamentul, au creat unele fâgașe mai joase în câmpia fluvio-lacustră inițială, formată în urma exondării depresiunii. Paucă (1977b, citat de Ielenicz, 1999), le indică pe cele pe care s-au înscris Someșul Mic și Someșul, iar Josan (1973) pe cel al Mureșului. Tot în această categorie se înscriu și ariile locale de subsidență, destul de frecvente la contactul dintre actualele unități morfostructurale (Mac, 1972). Prin valorificarea lor, rețeaua hidrografică a ajuns în situația de a individualiza diferitele unități morfostructurale ale depresiunii.

Înseamnă că procesul de adaptarea a rețelei de văi, la substrat, a fost unul continuu și de durată, indiferent de remanierile locale sau regionale, care au avut loc apoi, așa cum s-a întâmplat o dată cu pătrunderea Mureșului în depresiune și impunerea raportării la un nou nivel de bază, mai instabil. În acest context se presupune că marile artere hidrografice s-au înscris pe dislocațiile principale, creând, prin contribuția factorului tectonic și structural, culoarele morfohidrografice (Mac și Sorocovschi, 1979).

În condițiile date, configurația rețelei de văi, raportată la structură, relevă o dublă adaptare: rețeaua principală s-a înscris celor mai importante tipare morfostructurale influențate de fundament, iar cea secundară este strâns legată de caracteristicile structurale ale cuverturii (Mac și Sorocovschi, 1979). Alături de această dublă adaptare se remarcă situațiile dictate de: restructurările hidrografice realizate prin captări (Târnava Mică – Săcădate, Mureș – Aluniș etc.) și răsturnări ale direcției de drenaj (Valea Cohalm, Valea Paloșului, Valea Jibertului etc.), impuse de variația nivelelor de bază locale și regionale (Mac și Sorocovschi, 1978).

Cu toate că traseul văilor a fost condiționat tectonic, se pare că nu este vorba de o tectonică a fundamentului cristalin, ci de capacitatea diapirismului de a introduce o serie de situații, cu extindere spațială redusă (de ordinul kilometrilor sau doar a sutelor de metri), care să favorizeze fixarea scurgerii pe un trasee preferențiale: zone de lăsare diapiră, bolți de anticlinal cu roci triturate, ce permit o mai ușoară fixare a canalului de curgere (Feier, 2010).

În Depresiunea Transilvaniei rețeaua hidrografică se extinde mai întâi în Podișul Someșan, iar apoi treptat, pe măsură ce este exondată și peste restul suprafeței sale (Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor etc.).

Rețeaua hidrografică primară era strâns legată de extensiunea suprafețelor de uscat existente în Munții Carpați. Din această cauză, cea mai mare parte ai ei își avea

geneza în Carpații Orientali, de unde se îndrepta spre vest. La aceasta se adaugă râurile care veneau în depresiune din Munții Apuseni.

Pe suprafața proaspăt exondată, orientarea generală a rețelei hidrografice, de la est spre vest, este conformă cu proveniența și cu direcția de transport a sedimentelor pliocene, precum și cu panta reliefului inițial, prea puțin ondulat, apărut după retragerea apelor (Ciupagea et al., 1970).

Suprafața inițială a depresiunii prezenta o cădere continuă începând din est, de unde provenea marea majoritate a sedimentelor pliocene, spre două direcții: spre nord-vest și spre sud-vest (Ciupagea et al., 1970). Această situație este datorată ridicărilor semnificative ce au avut loc în Carpații Orientali, care chiar dacă s-au ridicat cel mai mult, comparativ cu Meridionalii, nu sunt cei mai înalți, deoarece sunt alcătuiți predominant din roci relativ puțin consolidate, specifice molasei miocene, care ocupa suprafețe extinse în cadrul lor (Ciupagea et al., 1970).

Se explică astfel de ce, râurile din prima generație, și anume Oltul, Hârtibaciul, cele două Târnave, Mureșul și cele două Someșuri, și-au păstrat până în prezent, pe cea mai mare parte din traseul lor, caracterul inițial de văi consecvente, atribuit pe care l-au pierdut numai în unele sectoare restrânse (Ciupagea et al., 1970), datorită evoluției locale ulterioare.

Rețeaua hidrografică, formată imediat după exondare, datorită suprafeței inițiale relativ uniforme, pe care s-a instalat, aveau o configurație în plan mult mai simplă, raportat la cea actuală. Ea era compusă la început, mai mult din cursuri cu caracter subsecvent, dispuse paralel spre partea centrală și spre vest (Ciupagea et al., 1970). Râurile provenite din unitatea montană, se adaptează astfel liniilor de cea mai mare pantă, denivelărilor morfologice, contactelor litologice și structurale specifice suprafeței primordiale, încercând să se organizeze pe bazine hidrografice.

Abia ulterior, conform autorilor citați, această rețea, îndepărtând depozitele pliocene, de pe suprafețe extinse, și intrând în sedimentele din profunzime, caracterizate de o tectonică rupturală, cu atât mai intensă cu cât depozitele traversate erau mai vechi, a suferit numeroase transformări, până la configurația actuală, una destul de complexă pe alocuri, mai ales datorită adaptării la structură (cute diapire, brahianticlinale, domuri etc.).

Diversificarea și complicarea rețelei de văi, la care se adaugă drenarea ei, spre exteriorul depresiunii (ceea ce înseamnă remanieri semnificative) și spre alte direcții cardinale decât cea vestică (după cum este în cazul celei din bazinul Oltului, care merge spre sud), a determinat transformarea suprafeței inițiale, într-una cu aspect deluros, pe alocuri chiar colinar, caracterizată de existența unei alternanțe de interfluvii și văi.

Se poate concluziona, că spre deosebire de tectonică, cea care a imprimat trăsăturile de ansamblu ale reliefului depresiunii, rețeaua hidrografică, prin evoluția ei complexă, a conferit trăsături de amănunt prin formarea văilor și interfluviilor (Coteț, 1973).

4.2.1. Etapele formării și evoluției văilor

În decursul timpului au existat numeroase preocupări de studiere a formării și evoluției văilor, din Depresiunea Transilvaniei. În funcție de rezultatele la care au ajuns diverși cercetători, pot fi reconstituite etapele evolutive din pliocen și cuaternar. Între principalii cercetători, care au avut demersuri în această direcție se remarcă: Rodeanu (1925), Gârbacea (1957, 1960, 1961); Gârbacea și Belozarov (1963); Rodeanu și Vulcu (1957); Posea (1962a, 1967, 1969, 1978); Posea et al., (1974); Savu (1962, 1963, 1965); Savu et al., (1973); Rădulescu și Grumăzescu (1963); Tufescu (1966a); Orghidan (1969); Mac (1969, 1972, 1978, 1994); Mac și Sorocovschi (1977, 1978, 1979); Mac și Tudoran (1977); Ciupagea et al., (1970); Josan (1973, 1979); Morariu și Donisă (1968); Morariu și Gârbacea (1960); Popescu (1978, 1990); Grecu (1983, 1992); Raboca (1995); Sorocovschi (1996, 2005); Pop (2001); Irimuș (1998, 2006); Sandu (1998); Feier (2010), Gârbacea (2015) etc.

Există astfel diverse posibilități de împărțire a intervalului scurs, de schițarea rețelei primare de râuri și până la încheierea actualei hidrografii. Dar privită în contextul schimbărilor paleogeomorfologice, formarea și evoluția rețelei de văi din Depresiunea Transilvaniei, comportă separarea a cel puțin două etape: precuaternară și cuaternară. La fel au procedat majoritatea autorilor, care în lucrările lor, îndeosebi teze de doctorat, au abordat această problema, stabilind o etapă anterioară cuaternarului și una cuaternar - actuală.

Astfel, Gârbacea (1957), Savu (1963), Mac (1972), Sandu (1998), au separat o etapă (fază) precuaternară și una cuaternară; Josan (1979) separă trei subfaze: prerissiană, riss – holocen inferior și actuală; Popescu (1990) consideră formarea și evoluția rețelei hidrografice din Țara Făgărașului (Depresiunea Făgăraș) strâns legată de evoluția Oltului, râu pe care îl consideră că exista în depresiune încă din romanianul inferior, în timp ce la începutul pleistocenului mediu avea un curs unitar (ulterior, afluenții Oltului s-au dezvoltat, pe măsura formării marilor trepte de relief, sub impulsul condițiilor morfogenetice – tectonice și climatice – impuse de contactul morfostructural, dintre Depresiunea Transilvaniei și orogenul carpatic); Grecu (1992) fără să stabilească etape precise de evoluție, menționează că Hârtibaciul exista din pleistocenul mediu în forma actuală; Irimuș (1998) subliniază existența, în cadrul etapei detașării morfostructurilor de dom în suprafața topografică a Depresiunii Transilvaniei, a două subetape: formarea și evoluția rețelei hidrografice primare (postponțiană), respectiv formarea rețelei hidrografice secundare (derulată în intervalul pleistocen actual).

În continuare, și în acest caz, evoluția și formarea rețelei de văi va fi analizată pe parcursul a două etape: precuaternară (când are loc conturarea rețelei primare și începutul adâncirii ei în detrimentul suprafeței primordiale a Depresiunii Transilvaniei, având ca rezultat formarea văilor principale) și cuaternară (când pe

fondul adâncirii ritmice a râurilor, în cadrul văilor a avut loc formarea teraselor medii și inferioare, în timp ce la nivelul versanților, procesele geomorfologice conduc la retragerea lor și la formarea de glacisuri). În urma acestei evoluții, apele de pe suprafața depresiunii, în interiorul limitelor considerate, sunt colectate de trei râuri principale (Someș, Mureș, Olt), la care se adaugă cu suprafețe reduse Crișul Repede.

4.2.1.1. Etapa precuaternară

Formarea și evoluția văilor, în acest interval, a fost influențată de tectonică, configurația reliefului din unitatea carpatică, structură, litologie, la care se adaugă variațiile climatice din Pliocenul superior. Pe acest fond, mișcările de ridicare din faza rhodanică au determinat retragerea apelor Lacului Transilvan, prin poarta Sălajului, spre nivelul de bază mai coborât al Lacului Panonic (de la vest de Munții Apuseni) (Mac și Sorocovschi, 1979). Se presupune că, în această primă subetapă, în paralel cu retragerea apelor, are loc schițarea primei rețele de văi, conformă cu înclinarea suprafeței inițiale.

Concomitent are loc adâncirea râurilor în suprafața cu aspect de câmpie nou apărută, proces condiționat de ridicarea întregului teritoriu, împreună cu Munții Carpați. Pe măsură ce avea loc formarea rețelei hidrografice primordiale, ea a acționat, în dezvoltarea sa, asupra reliefului rămas în urma exondării, pe care a început să-l fragmenteze. Rezultatul principal acestui proces a fost conturarea primelor unități morfostructurale, care sunt delimitate de culoarele văilor principale.

Urmărirea rețelei inițiale, conformă cu înclinarea suprafeței primare și orientată preponderent spre centru depresiunii este dificil de realizat, datorită în principal slabei păstrări a dovezilor paleogeomorfologice. Faptul că în configurația actuală rețele hidrografice, se păstrează foarte puține dovezi, ale vechilor trasee de vale, nu trebuie să reprezinte un obstacol, în calea utilizării diverselor ipoteze ale paleoevoluției fluviale. De menționat că, în majoritatea situațiilor, procesele geomorfologice ulterioare au îndepărtat urmele care puteau servi la reconstituiri mai exacte.

O dată cu individualizarea rețelei hidrografice, evoluția reliefului poate fi urmărită pe mari bazine hidrografice: Someș, Crișul Repede, Mureș și Olt etc.

A. Formarea și evoluția văilor din bazinul Someșului

În nord-vestul Depresiunii Transilvaniei formarea văilor a fost condiționată de trăsăturile morfologiei existente, după retragerea apelor spre vest, prin poarta Meseșului, care se consideră că este mai veche decât Miocenul superior (Orghidan, 1969).

Încercările de reconstituire a paleorețelei, din aceste teritorii, se leagă predominant de formarea Someșului pe sectorul Dej – Țicău, dar și de formarea Someșului Mare și a Someșului Mic. Suprafața exondată reprezenta, sub aspect morfo-structural, un teritoriu piemontano-litoral, alcătuit dintr-o succesiune de formațiuni eocene, oligocene și

miocene, concordante între ele, dar discordante în relația cu fundamentul cristalin peneplenizat și dislocat (Savu, 1963). În aceste condiții, rețeaua hidrografică inițială, din partea de nord a **Podișului Someșan**, s-a adâncit consecvent și era orientată spre centrul de maximă scufundare a bazinului transilvan de atunci, poziționat la sud-est de Dej. La fel se prezentau lucrurile și în partea de sud-est, unde rețeaua hidrografică era formată îndeosebi din râuri care se continuau din Munții Apuseni. Urme ale unei astfel de organizări, a rețelei primare, s-au păstrat foarte vag în sectorul dintre valea Olpretului și Căpușului, precum și în Dealurile Ciceului (Savu, 1963). Prin urmare, traseul vechilor cursuri din Masivul Muntele Mare, care curgeau spre nord, se poate reconstitui pornind de la prezența „înșeuărilor înalte de la periferia cristalinului, situate în prelungirea traseelor cursurilor superioare ale râurilor: Someșul Cald, Belișul, Râșca, Someșul Rece, Iara, care și-au păstrat orientarea lor primară, ușor de urmărit și din aspectul foarte evoluat al văilor respective, în planul superior al actualelor sectoare de defileu” (Savu, 1963, p. 271 - 272). În sprijinul acestei ipoteze vin și înșeuările largi prezente la partea superioară a cuestelor dintre Cluj și Huedin, care se presupune că au fost create, de văile menționate, în timpul când ele se scurgeau spre interiorul depresiunii, tocmai prin intermediul lor (Savu, 1963). Aceeași situație era specifică și râurilor care drenau Depresiunea Huedinului (Călată și afluenții ei), ce se îndreptau spre bazinul Almașului până spre sfârșitul pliocenului, când au fost direcționate de Crișul Repede, spre vest (Savu, 1963). Acest fapt a determinat ca Depresiunea Huedin să rămână suspendată față de Depresiunea Almaș-Agrij (fig. 4. 2).

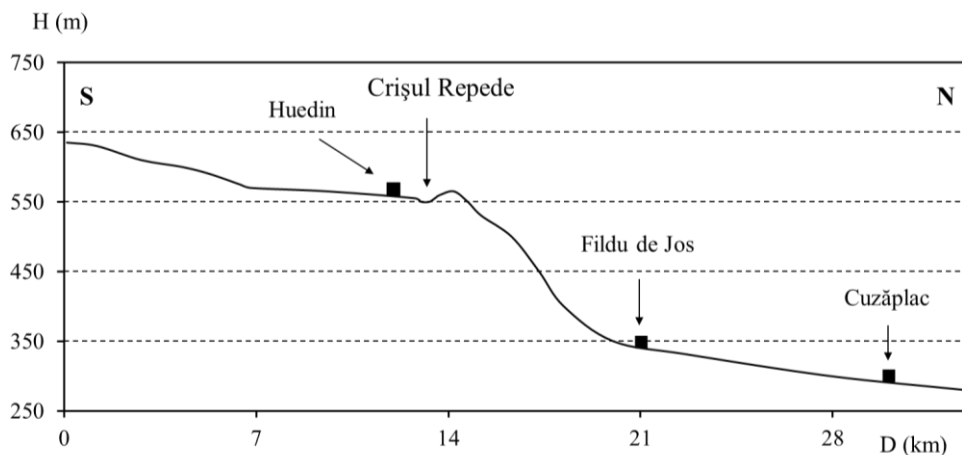


Fig. 4. 2. Profil geomorfologic la contactul dintre Depresiunile Huedin și Almaș-Agrij (Roșian, 2011, p. 40)

De asemenea, actuala vale a Poicului, din Munții Meseș, își avea izvoarele mult mai spre est (fig. 4. 3), fiind o vale consecventă, devenită ulterior antecedentă

și epigenetică în cristalin; în aceeași categorie se înscriu și văile Ponița și Ragu, care drenează versantul vestic al Munților Meseș. De la obârșiile Crișului Repede și a foștilor afluenți ai acestuia, dar în direcție contrară, adică spre est, încep să se organizeze Nadășul și Căpușul actual, care în cele din urmă conduc la dezorganizarea rețelei primare ce se dirija, din Munții Gilău - Muntele Mare, spre centrul Podișului Someșan.

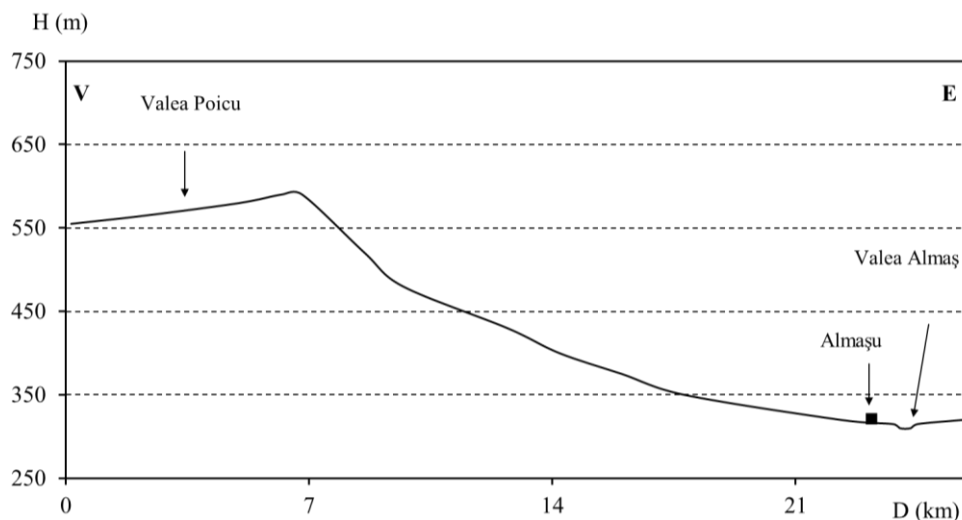


Fig. 4. 3. Profil geomorfologic la contactul dintre Valea Poicului și Depresiunea Almaș-Agrij (Roșian, 2011, p. 41)

Ca urmare a captărilor, care au avut loc în bazinul superior al Crișului Repede, configurația rețelei hidrografice din **Depresiunea Almaș-Agrij**, este rezultatul unei evoluții îndelungate, la baza căreia a stat continua remaniere a paleorețelei de văi. Dintre râurile care drenează depresiunea, inițial era prezent doar Almașul, care colecta și afluenții ce veneau de pe partea estică a Munților Meseș. Trebuie precizat că și Almașul, cu toate că este mai vechi decât Agrijul, nu este un râu din prima generație (Savu, 1963). Acesta deoarece s-a format la rândul său prin interceptarea succesivă a râurilor ce veneau din Munții Meseș și se îndreptau spre est. Abia ulterior, în urma unor captări succesive, are loc și formarea Agrijului, care prin poziția sa a preluat afluenții din cursul inferior și mijlociu al Almașului, care veneau din Munții Meseș (Savu, 1963).

Remanierele menționate, care au dus la organizarea cursului Agrijului în detrimentul Almașului (adaptat inițial reliefului piemontan de pe latura estică a Munților Meseșului), s-au „*produs în Pliocenul superior și în Pleistocen, cu cele mai importante faze în intervalul de timp dintre formarea terasei de 140 m și a celei de 55 m printr-o serie de captări succesive și relații rapide, corespunzătoare tocmai fazelor de adâncire a văilor, în general comune pentru întregul bazin al Transilvaniei*” (Savu,

1963, p. 269-270). Astfel, într-o primă fază, de formare și de evoluție, rețeaua hidrografică din aceste teritorii avea un caracter convergent (centripetal după Savu, 1963), spre centrele de lăsare subsidentă.

În Pliocenul inferior, cu toate că exista o rețea de văi, bine conturată, ea avea încă în multe cazuri, o cu totul altă orientare, decât cea de la începutul cuaternarului. Astfel se presupune că, o suprafață însemnată din bazinul Someșului, în urma formării Mureșului în Depresiunea Transilvaniei, era drenată de acesta din urmă (Savu, 1963).

Acest fapt era posibil deoarece, un paleorâu (posibil Someșul Mic) aduna toți afluenții montani și o parte din cei din podiș (Nadășul, Chintăul, Borșa, Luna etc.), curgând apoi spre Mureș, pe traseul Apahida – Cojocna – Valea Florilor – Arieșul inferior (Savu, 1963). Un al doilea curs important, cu direcție sudică, era format prin unirea râurilor care drenau Munții Rodnei, care în drumul său spre un paleo Mureș folosea se pare „*actualul culoar larg al Văii Dipșa și – în continuare – probabil pe acela al Comlodului, dacă nu chiar pe al văii Luțului*” (Savu, 1963, p. 276). Această situație demonstrează că Someșul Mare, așa cum argumentează și Gârbacea (2015), se formează ulterior prin dezorganizarea acestei rețele consecvente, el primind un caracter subsecvent. Odată format, prin raportarea la nivelul de baza al Câmpiei Panonice, el va determina în continuare, atât remanieri ale vechii hidrografii, cât și organizarea de rețele locale (bazinul Șieului). La rândul său, rețeaua hidrografică care drena Culmea Breaza se îndrepta spre sud, pe traseul actual al văilor Fizeșului și Ludușului, pentru a se vărsa în același paleo Mureș (Gârbacea, 2015). Se poate concluziona că, cele trei paleo râuri existente drenau cea mai mare parte a Podișului Someșan și a Câmpiei Transilvaniei, în drumul lor spre Mureș. În tot acest timp, se pare că în aval de Dej exista o vale transversală formată în Pliocenul mijlociu, care era „*o vale antecedentă și nu născută prin captări, la începutul cuaternarului. Deși foarte vechi, Someșul în configurația actuală a bazinului său hidrografic, apare ca un intrus în podișul Transilvaniei.*” (Gârbacea, 2015, p. 145).

Această configurație a rețelei hidrografice, se menține până în Pliocenul superior, când în urma subsidenței active, din bazinul inferior al Someșului, este favorizată eroziunea regresivă a paleorâurilor, care se raportau la acel nivel de bază. Ele au dezorganizat vechea rețea orientată spre sud prin formarea Someșului Mare, pe de o parte, iar pe de alta au dezorganizat Someșul Mic, dându-i o nouă direcție, spre actuala confluență de la Dej (Savu, 1963).

În Podișul Someșan, alături de organizarea și evoluția Someșului Mare, care din vale consecventă în amonte de Dej, devine una obsecventă în aval, apar o serie de văi consecvente, considerate din a doua generație, din care fac parte râuri precum Olpretul, Sălătrucul, Ilișua, Țibleș, Sălăuța etc.

Odată cu întoarcerea Someșului Mic spre Dej au fost remaniate și sectoarele din nordul **Câmpiei Transilvaniei**, ale vechilor râuri care se scurgeau peste aceasta spre sud, formându-se actualele cursuri ale Fizeșului, Bandăului, Meleșului etc. Evoluția

acestora din urmă va fi influențată în continuare, îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare, de continua coborâre a nivelului de bază a Someșelor, care va determina o adâncire a lor pe sectoarele inferioare.

Evoluția este mai complicată în bazinul Someșului Mare, unde Platforma Năsăudului era mult mai extinsă spre sud, decât în prezent, ea fiind rezultatul acțiunii întreprinse de râurile care proveneau din cristalinel nordic al Carpaților Orientali și care se continuau la sud de actualul curs al Someșului Mare (Gârbacea, 2015). Acest fapt era posibil deoarece, conform autorului citat, în urma retragerii mării miocene, teritoriul de la nord de Bistrița era în întregime exondat. Râurile respective și-au menținut direcția de curgere spre sud, urmărind retragerea lacului panonian, până în momentul în care „*continuitatea de scurgere spre sud s-a întrerupt dintr-un accident de natură evolutivă: formarea subsecventă a văii Someșului Mare dintre Dej și Ilva Mică, proces petrecut (după cum rezultă din analiza nivelelor de eroziune) în partea mijlocie a Pliocenului*” (Gârbacea, 2015, p. 143). Așadar, rețeaua hidrografică care se scurgea din partea sudică a Munților Rodnei, a suferit remanierea menționată după formarea Platformei Năsăudului, deoarece atât anterior, cât și în timpul formării ei apele se drenau nord-sud. Analiza nivelului imediat inferior Platformei Năsăudului, nivelul de 550 – 600 m (Gârbacea, 2015), păstrat în Dealurile Făgetului (sau Prislopului), dovedește că acesta are o orientare complet diferită, perpendiculară pe direcția inițială, ceea ce demonstrează, că în intervalul de timp dintre formarea lor, are loc dezorganizarea vechii rețele și formarea cursului subsecvent al Someșului Mare. După formare, Someșul Mare se raporta în continuare la un nivel de bază favorabil eroziunii regresive și captărilor, atât pe cursul principal, cât și în cadrul afluenților. A fost astfel posibilă captarea rețelei, care se scurgea din Munții Călimani spre sud (Bistrița, Budăcelul, Budacul, Ardanul, Șieuțul etc.), și organizarea ei într-un singur curs unitar, cel al Șieuului (Gârbacea, 2015).

Faptul că inițial aceste râuri se scurgeau spre sud (Mureș), este susținut și de existența celor două șei, care apar în profilul longitudinal al interfluviului Dipșa-Șieu, la Posmuș și Sărățel-Herina. Poziția acestora, alături de alte argumente, sugerează că „*Șieuțul și Ardanul se varsă în Șieu, în dreptul șei de la Posmuș, iar Bistrița în dreptul celei de la Sărățel-Herina*” (Gârbacea, 2015, p. 147).

Se poate concluziona că, începând cu sfârșitul Pliocenului (Levantin), unitatea hidrografică a **Dealurilor Bistriței** a început să fie definitivată și îndreptată spre bazinul someșan, după ce anterior apele acesteia se dirijau spre două bazine (Someș în nord și Mureș în sud). De asemenea, în urma acestor sublinieri se observă că această parte a Depresiunii Transilvaniei, a devenit treptat uscat, de la nord la sud, încă din timpul Pliocenului superior.

Raportarea în continuare a Someșului, la același nivel de bază în coborâre, conduce la o continuă adâncire pe verticală, care se desfășoară și pe parcursul etapei cuaternare. Aceste procese aduc Someșul la un nivel mai coborât decât al Mureșului; albia Someșului are 232 m la Dej, 183 m la Jibou; a Someșului Mic 385 m la Gilău,

243 m la Gherla; a Someșului Mare 272 m la Chiuza, 254 m la Beclean, în timp ce a Mureșului are 375 m la Reghin, 305 m la Târgu Mureș, 270 m la Luduș, 242 m la Aiud și 216 m la Alba Iulia.

Expunerea acestui mod de formare a cursului Someșului, sugerează că el s-a constituit mai mult prin captări, cu toate că în sectoarele sale de defileu are un aspect antecedent și chiar epigenetic. Desigur, există și ipoteza conform căreia, cursul Someșului ar fi preponderent epigenetic și antecedent. Direcția sa inițială de curgere fiind influențată se pare, de către mișcări tectonice de amplitudini diferite, care au afectat teritoriile respective. Încă din 1936 Popescu - Voitești (citat de Orghidan, 1969) presupune o înălțare pe linia Turda – Năsăud, iar prin faptul că aceasta este anterioară ridicărilor din Munții Meseș, ar fi determinat direcția de curgere a Someșului spre nord-vest, devenit ulterior, în urma ridicărilor cristalinelui, un curs antecedent, prezentând un sector de defileu între Cheud și Țicău. Astfel de defileuri sunt specifice și râurilor Căpuș și Lăpuș, care prin lungime și prezența meandrelor încâtușate, dovedesc preexistența cursurilor pe vechile trasee, încă de la nivelul cuverturii sedimentare, înlăturată ulterior (Savu, 1963).

Râul **Lăpuș**, care drenează depresiunea cu același nume, cu toate că în momentul de față este un afluent al Someșului, la al cărui nivel de bază se raportează, a avut în timpul pliocenului o evoluție oarecum independentă de remanierile care s-au produs în Podișul Someșan. Formarea Lăpușului a început în pliocen, pe arealul de lăsar de la marginea lanțului eruptiv, în timp ce peste Masivul Preluca s-a fixat inițial, în anumite porțiuni, la contactul calcarului cu cristalinul, impunându-se anterior epigenetic și antecedent (Posea, 1967). Mai dificil de reconstituit este rețeaua din spatele defileului Lăpușului, datorită substratului în care sunt sculptate văile și a remanierilor care au avut loc pe parcursul etapei cuaternare.

După urmărirea formării și evoluției rețelei de văi, din Podișul Someșan, în etapa precuaternară, se poate concluziona că, într-o primă fază aceasta se direcționa spre interiorul depresiunii, după care a primit o direcție de curgere spre nord-vest, pe actuala vale a Someșului.

B. Formarea și evoluția văilor din bazinul Crișului Repede

Dezvoltarea bazinului Crișului Repede, se leagă de pătrunderea acestui râu în Depresiunea Transilvaniei, la sfârșitul Pliocenului. Comparativ cu situația din prezent, Crișul Repede drena o suprafață mult mai extinsă, situată pe partea dreaptă a lui, dar care ulterior prin dezvoltarea și evoluția regresivă a Almașului și Agrijului, precum și a afluenților acestora, a fost continuu redusă; ca rezultat al acestui proces, Hodișul a rămas singurul afluent de dreapta al Crișului Repede, din Depresiunea Huedin (Posea, 1978).

C. Formarea și evoluția văilor din bazinul Mureșului

La rândul său Mureșul, care drenează cea mai mare parte a centrului depresiunii, a avut până la stadiul actual o evoluție complexă, datorată îndeosebi suprafeței într-o continuă devenire la care a trebuit să se adapteze.

Evoluția și formarea Văii Mureșului ridică și ea numeroase semne de întrebare. Sawicki (1912), citat de Sandu (1998) susține existența unui canal maritim antecuatarnar, care făcea legătura între bazinul panonic și cel transilvan. Orghidan (1969) vorbește despre existența unui canal al Mureșului, prezent sub formă de braț maritim, care unea aceleași bazine, ipoteză susținută și de continuitatea nivelului de 400 – 500 m din podiș pe Valea Mureșului. În același context Posea (1967, 1969a), subliniază că Mureșul a pătruns în Depresiunea Transilvaniei abia în timpul Dacianului superior, conducând la fragmentarea teritoriului din sud-vestul depresiunii, cunoscut sub denumirea de Suprafața Amnaș. Dintre geologii care au abordat și problema evoluției rețelei hidrografice, Ciupagea et al., (1970) notează că râurile din prima generație (Mureș, Târnave etc.) și-au păstrat pe cea mai mare parte a traseului lor, caracterul de văi consecvente; la această ipoteză de aliniază și Josan (1979).

Indiferent de modul cum se prezenta vechiul paleo Mureș, fie și-a menținut traseul inițial, de vale primară consecventă, fie este un intrus vechi în Depresiunea Transilvaniei, în etapa precuatarnară bazinul Mureșului avea o cu totul altă configurație și extindere. Dacă acceptăm, la fel ca în cazul podișului Someșan, existența unei rețele hidrografice primare, care se dirija spre centru depresiunii, atunci paleo Mureșul era colectorul celor trei paleo râuri amintite, care traversau de la nord la sud Câmpia Transilvaniei.

Prin urmare, pe partea dreaptă vechiul Mureș avea un bazin bine dezvoltat, în timp ce pe partea stângă, afluenții lui aveau dimensiuni și debite mai reduse, din cauza suprafeței restrânse de colectare a apelor și a lipsei unei unități montane, de talia celei din nord. Această situație era întreținută de prezența bazinului Oltului pliocen, care așa cum se va nota la momentul potrivit, era mult mai extins în detrimentul Mureșului.

În timpul Pliocenului superior, în urma formării și organizării Someșului Mare, Mureșul pe de o parte, pierde majoritatea afluenților săi de dreapta, în timp ce pe de altă parte, prin raportarea sa la același nivel de bază în coborâre, reprezentat de bazinul panonian, își dezvoltă afluenți viguroși pe partea stângă, care ulterior captează și dezorganizează partea vestică a vechiului bazin al Oltului. Acesta din urmă își extindea bazinul și peste o însemnată parte din Podișul Secașelor și de asemenea drena Târnava Mare pe actuala vale a Visei (Posea, 1967). În **Podișul Secașelor**, aceste transformări se produc la sfârșitul Pannonianului și începutul Dacianului, pe fondul mișcărilor generale de ridicare (mișcările rhodanice), în urma cărora apele se retrag și se formează o largă câmpie de eroziune, denumită de către Posea (1969a) Suprafața Amnaș (am

încercat să păstrez denumirile date de autorii care le-au studiat). Rețeaua hidrografică era una primară și se dirija îndeosebi perpendicular, dinspre spațiul montan spre cel depresionar. Autorul menționat a reconstituit, în urma analizei din teren, o vale care curgea dinspre Jina și Poiana Sibiului către Depresiunea Săliște. Ulterior, în Romanian (Levantin), datorită mișcărilor Valahe, râurile intră într-un proces de adâncire, fragmentând Suprafața Amnaș (Posea, 1969a). În acest context are loc formarea afluenților de stânga ai Mureșului, care înaintează regresiv spre interiorul podișului, dezorganizând valea care se scurgea dinspre Poiana Sibiului spre Săliște. Configurația acestei văi a fost reconstituită (Posea, 1969a), urmărind vechile suprafețe modelate fluvial care o însoțeau, în înșeuarea din Dealul Bucium (612 m) la altitudini de 570 – 580 m și apoi mai spre vest, sub rama montană în câteva petice la altitudinea de 580 – 640 m, până în perimetrul localității Miercurea Sibiului. Acest nivel al înșeuării Bucium avea o înclinare dinspre Apold spre Sibiu, iar raportat la Podișul Secașului se observă că interfluviile „*actuale din bazinul Secașului sunt inferioare și mai recente decât nivelul înșeuării Bucium*” (Posea, 1969b, p. 5). În urma acestor remanieri, Mureșul și-a format noi afluenți de stânga, cum sunt Secașul Mic și Sebeșul împreună cu afluentul său Secașul Mare, la care se adaugă ceva mai târziu Târnava Mare. Tot în această perioadă, extinderea bazinului hidrografic al Mureșului are loc și prin întoarcerea către el a Ampoiului (Posea et al., 1974).

Procesul de definitivare, a configurației actuale a văilor, continuă și în Cuaternar cu o mai mare intensitate în bazinul Mureșului, unde se sculptează 4 – 6 terase, pe când în bazinul Oltului se constată o mai mare stabilitate (Posea, 1969a), în urma căreia depresiunile Sibiu și Săliște rămân suspendate (fig. 4. 4), iar numărul teraselor nou formate este inferior cifrei patru.

Partea sudică și sud-estică a **Câmpiei Transilvaniei**, prin faptul că este drenată de către afluenți de dreapta ai Mureșului, se raportează la nivelul de bază al acestuia, care la rândul său a influențat, alături de alte variabile, evoluția rețelei de văi.

Situația din pliocenul inferior, când râurile cu izvoare în cristalinel nordic al Carpaților Orientali se scurgeau încă spre un paleo Mureș, peste suprafața Câmpiei Transilvaniei, se schimbă începând cu pliocenul superior, când, așa cum am subliniat anterior, are loc organizarea prin captări a cursului Someșului Mare. Acesta din urmă, prin faptul că retează cursuri în dreptul axei sale, determină serioase remanieri ale rețelei din spațiul câmpiei. Se pot deosebi în acest sens două subetape.

În prima, râurile captate își mențin vechile cursuri din aval de punctul captării, dirijându-se în continuare spre sud, dar cu debite reduse.

Într-o a doua, pe fondul adâncirii în continuare a Someșului Mare, are loc un proces complex de întoarcere și reorganizare a rețelei din jumătatea nordică a Câmpiei Transilvaniei, care ajunge să fie drenată spre bazinul someșan, în timp ce rețeaua din jumătatea sudică rămâne fidelă nivelului de bază al Mureșului, datorită apropierii și adâncirii în continuare și a acestuia (Gârbacea, 1957; Savu, 1963). Dovezi ale acestui

mod de organizare a scurgerii sunt destul de puține. Doar înclinarea de la nord la sud a interfluviilor principale, contrară direcției actuale a văilor care o străbat, poate fi socotită ca o dovadă a sensului inițial de drenaj. Alături de acestea trebuie menționată și poziția nivelelor de bază ale Someșurilor și Mureșului, care și ele se dovedesc neconcordanțe cu vechea înclinare generală. Astfel, nivelul de bază al Mureșului este mai ridicat (375 m la Reghin, 305 m la Târgu Mureș și 270 la Luduș) decât cel al Someșurilor (243 m la Gherla, 254 m la Beclean și 232 m la Dej). Rezultă astfel o suspendare a Mureșului cu aproape 100 m față de Someșuri, care a fost fructificată de afluenții acestuia din urmă (Valea Ungurașului, Valea Fizeșului, Valea Meleșului etc.), în evoluția lor ulterioară (etapa cuaternară).

Se poate concluziona că, formarea rețelei hidrografice antecuatnare a fost condiționată de tectonică, litologie și structură, care a determinat adaptarea ei tiparelor majore ale reliefului inițial. În urma evenimentelor care au avut loc, rețeaua primară, ale cărei urme pot fi doar pe alocuri reconstituite, a suferit transformări repetate pentru a ajunge să se raporteze la două niveluri de bază (Someș și Mureș), a căror influențe se vor evidenția îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare.

O altă unitate geomorfologică, drenată de Mureș și afluenții lui, este reprezentată de către **Dealurile Târnavei Mici**. Modelarea subaeriană a acestora începe la sfârșitul Pannonianului, când pe fondul retragerii apelor lacului existent în Depresiunea Transilvaniei, se schițează, conform cu înclinarea reliefului inițial, prima rețea de văi. Principala arteră hidrografică, a părții centrale a Depresiunii Transilvaniei, era reprezentată în timpul Dacianului (Pliocen superior) de un paleo Mureș (Josan, 1979), la care se adaugă apoi râul Târnavă Mică, iar periferic Târnavă Mare, pe sectorul Vânători – Copșa Mică. Rețeaua hidrografică inițială s-a adâncit în relieful preexistent, conducând la fragmentarea lui (Josan, 1979). Și în acest caz, în timpul mișcărilor tectonice din faza valahă, la fel ca pe cuprinsul întregii depresiuni, a avut loc adâncirea rețelei hidrografice în detrimentul suprafeței primordiale.

În poziționarea rețelei de văi un rol important l-a avut sistemul de fracturi, din Podișul Transilvaniei, și mișcările neotectonice. Mureșul, poziționat de la început pe teritorii afectate de mișcări negative, se suprapune și în prezent peste o linie de fractură (sectorul Luduș - Mirăslău) și pe una de contact, între Depresiunea Transilvaniei și Munții Trascăului (sectorul Mirăslău - Alba Iulia). De asemenea, Mureșul a suferit o deplasare continuă spre nord, în sectorul Târgu Mureș – Ocna Mureș, datorită mișcărilor negative din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei și a celor pozitive din Carpații Meridionali (fapt dovedit de dispunerea monolaterală a teraselor), în timp ce în aval de Ocna Mureș s-a deplasat spre est, datorită mișcărilor pozitive din Munții Apuseni și a împingerii efectuate de afluenții săi de dreapta (Josan, 1979). La rândul său Nirajul a avut și el parte modificări cu toate că și-a păstrat în mare parte același traseu; este vorba de bazinul său superior care a suferit restructurări în dauna Târnavei Mici, care a captat rețeaua hidrografică ce drena Depresiunea Praid – Sovata.

Unul dintre cele mai controversate râuri transilvane, sub aspectul evoluției sale, este reprezentat de Târnava Mare. În literatura de specialitate părerile sunt destul de contradictorii: Rodeanu (1925) susține că de la Copșa Mică râul curgea spre Sibiu, de unde unit cu Cibinul se vărsa în Olt; Wachner (1931) precizează existența unui Olt care curgea prin Depresiunea Sibiu spre Copșa Mică pe Valea Visei; Ciupagea et al., (1970) presupun că Târnava Mare avea un traseu paralel cu al Târnavei Mici, cu vărsare direct în Mureș, la vest de Sebeș, pentru ca abia ulterior, pe măsură ce au fost îndepărtate o parte din depozitele pannoniene, Târnava Mare să-și schimbe cursul, începând din aval de localitatea Țapu, de unde se îndreaptă spre nord-vest, pentru a se întâlni cu Târnava Mică la Blaj; Josan (1979) susține ideea curgerii Târnavei Mari pe actuala vale a Visei spre Olt; totuși există și argumente cum ar fi prezența teraselor superioare ale Târnavei Mari și pe sectorul Copșa Mică – Blaj (Bălănescu, 1992), care susțin o continuitate a cursului Târnavei Mari pe actualul traseu. Prin urmare, pentru râurile principale din Podișul Târnavelor specifică a fost deplasarea lor spre nord, datorită în principal mișcărilor negative din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei și mișcărilor pozitive din Carpații Meridionali.

Alături de râurile principale, afluenții lor se adâncesc și ei, punând în evidență relieful structural, proces care se continuă apoi pe parcursul etapei cuaternare.

Cea mai mare parte a **Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt** se află în bazinul hidrografic al Mureșului, fiind drenată de către afluenți de stânga ai acestuia (Gurghiu, Niraj, Târnava Mică și Târnava Mare). Formarea și evoluția rețelei hidrografice, din această unitate morfostructurală, a început odată cu retragerea mării miocene dinspre est și sud-est spre centrul Bazinului Transilvaniei (Mac, 1972). Râurile inițiale, urmau direcția de înclinare caracteristică platformei din Munții Perșani (Suprafața Poiana Mărului), care se continua în interiorul spațiului depresionar transilvan, direcție care „*s-a menținut până în preajma primelor erupții vulcanice, când tabloul hidrografic al regiunii este schimbat*” (Mac, 1972, p. 119). În urma erupțiilor are loc acoperirea cu materiale vulcanice a vechilor teritorii, ceea ce conduce la schimbări ale suprafeței topografice a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt.

Pe conurile vulcanice se formează văi torențiale, care se continuă apoi pe platoul structural, pentru a se vărsa în rețeaua hidrografică periferică (Mac, 1972). Dintre râurile colectoare se remarcă, prin pozițiile pe care le aveau, Târnava Mare și Târnava Mică. Cea din urmă avea un curs longitudinal și după ce drena Depresiunea Praid se dirija prin defileul de la Săcădate, fie spre Niraj (Rodeanu și Vulcu, 1957), fie se continua peste șaua de la Eremitu, în direcția subsidenței de la Reghin (Mac, 1972). La rândul ei Târnava Mare după ce colecta cea mai mare parte a afluenților de pe înălțimile Șiloș și Rez, se îndrepta prin Pasul Văleni – Chinușu, spre Homorodul Mare (Mac, 1972). Râurile principale se adaptează așadar, tiparelor majore ale reliefului, date de prezența conurilor vulcanice (Târnava Mică și Târnava Mare), de existența contactelor litologico-structurale și morfologice (Homorodul Mic și Homorodul Mare), la care se adaugă influențele datorate denivelările structurale (Mac, 1972).

Astfel, etapa precuaternară de evoluție a rețelei hidrografice, datorită erupțiilor vulcanice și a efectelor acestora a prezentat două subetape, prima fiind cea anterioară erupțiilor, iar cea de-a doua (romaniană sau levantină) posterioară depunerii aglomeratelor andezitice. Se poate concluziona, că în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, rețeaua hidrografică inițială, consecventă platoului de aglomerate vulcanice, în urma evoluției și-a păstrat direcția de curgere spre vest și după ce a pătruns în depozitele sedimentare neogene (Mac, 1972).

D. Formarea și evoluția văilor din bazinul Oltului

Cea mai mare parte, a sudului și sud-estului Depresiunii Transilvaniei, aparținea, în timpul Pliocenului, bazinului hidrografic al Oltului. Principala problemă a formării și evoluției rețelei hidrografice este strâns legată de geneza Văii Oltului, atât în spațiul depresionar, cât și de-a lungul defileului din Carpații Meridionali.

Majoritatea punctelor de vedere exprimate, față de formarea și evoluția Văii Oltului, prin Carpații Meridionali, se aliniază uneia din cele două ipoteze de bază: captarea, respectiv antecedența. Anterior cercetărilor lui de Martonne (1901, 1904, 1907 etc.), formarea defileului era considerată ca un rezultat al particularităților geologice ale sectorului montan respectiv. Cercetătorul francez a ajuns la constatarea că defileul s-a format la sfârșitul Pliocenului, în urma unei captări dinspre sud.

Alți adepți ai ipotezei captării sunt Wachner (1931) și Popescu-Voitești (1936); între susținătorii antecedenței se remarcă: Rodeanu (1925), Mihăilescu (1966), Posea (1967), Orghidan (1969), cel care subliniază existența unui canal de legătură vechi, pe care Oltul, „*rar exemplu de antecedență*” (p. 81), a persistat încă din pliocen, apoi Badea (1983), Popescu (1990) etc., citați de Sandu (1998). Autoarea menționată, în urma studierii geomorfologice a Depresiunii Sibiului, concluzionează că „*antecedența văii Oltului presupune stabilitate în modelarea Depresiunii Sibiului, fapt care se reflectă în aspectul general al reliefului*” (Sandu, 1998, p. 103).

Dintre autorii menționați, cele mai convingătoare argumente în favoarea antecedenței Oltului, în defileul de la Turnu Roșu, le aduce Orghidan (1969), el combătând și ipoteza conform căreia ar fi existat un curs, îndreptat de la Turnu Roșu spre nord, care ar fi presupus „*scurgerea în acel timp a apelor din bazinul actual al Oltului ardelean spre Mureș. Dar odată îndreptate apele prin terenurile mobile ale Bazinului Transilvaniei spre Depresiunea Panonică, în continuă scufundare tot timpul cuaternarului, nu vedem cum ar fi putut fi întoarse aceste ape printr-o captare dinspre sud, peste bariera în curs de înălțare a munților*” (Orghidan, 1969, p. 77). În sprijinul antecedenței, se aduce modul de dispunere a nivelelor de eroziune din defileu, cu deosebire nivelul de 1.000 m, care datând din pliocen a fost modelat pe seama nivelului mai înalt (de 1.500 m), conservat în sectorul nordic al defileului. Se subliniază astfel că

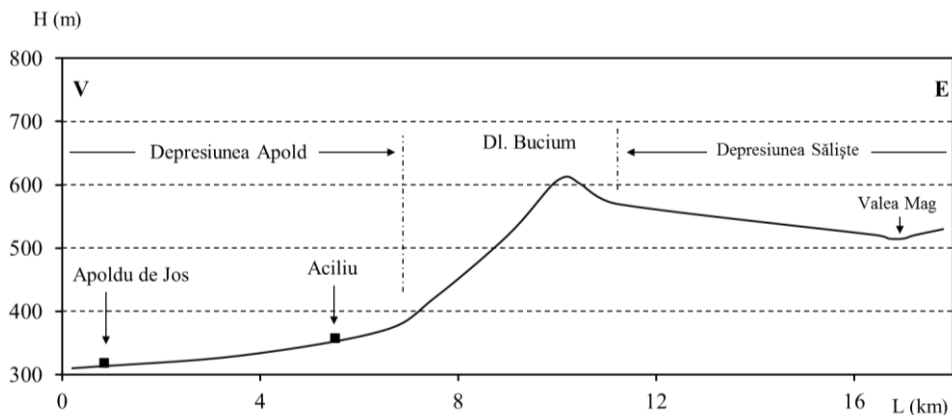
Valea Oltului „era moștenitoarea unui vechi canal de legătură între mările interne din Bazinul Transilvaniei și cele externe, canal deschis încă de la sfârșitul mezozoicului, foarte probabil odată cu formarea Bazinului Transilvaniei” (Orghidan, 1969, p. 81).

În timpul Pliocenului dintre subunitățile drenate, de către afluenți ai Oltului, se înscriu în general Podișul Secașelor, Depresiunea Săliște, Depresiunea Sibiului, Podișul Hârtibaciului, partea sudică a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt.

Înainte de eroziunea regresivă, a afluenților de stânga ai Mureșului, cea mai mare parte a sudului și sud-estului **Podișului Secașelor** era drenată de către afluenți ai Oltului. Aceștia din urmă alcătuiau o rețea hidrografică primară, care se dirija preponderent dinspre spațiul montan spre cel depresionar.

Această rețea de râuri a dăinuit până în romanian (Levantin), când are loc dezvoltarea afluenților de stânga ai Mureșului, care înaintând regresiv spre interiorul podișului dezorganizează vechea rețea hidrografică. În continuare, prin adâncirea râurilor menționate, are loc fragmentarea suprafeței inițiale a Podișului Secașelor, proces care se continuă și în etapa cuaternară.

Comparativ, în bazinul Mureșului se sculptează până la 4 – 6 noi nivele de terasă, în timp ce, în bazinul Oltului, pe fondul unei relative stabilități **Depresiunile Sibiu și Săliște** rămân suspendate (fig. 4. 4), iar terasele nou formate sunt în număr de 3 – 4. Rețeaua hidrografică, care a rămas să dreneze Depresiunea Săliște, se dovedește astfel mult mai veche, decât cea care formează bazinul superior al Secașului Mare și Apoldului în continuă expansiune. Vechimea ei pe aceeași direcție de curgere este susținută și de către antecedenta Văii Săliște în cheia de la Dealul Zidul (Posea, 1969b).



O situația aparte o reprezintă formarea și evoluția rețelei hidrografice din **Podișul Hârtibaciului**, îndeosebi datorită particularităților bazinului hidrografic

Hârtibaciu. Și în partea sudică a depresiunii, după exondarea postpannoniană, datorată mișcărilor rhodanice, cursurile de apă care proveneau din teritoriile montane se organizau conform înclinării suprafeței primordiale, către centrul Depresiunii Transilvaniei (Grecu, 1992), unde era posibil să fie colectate de un paleo Hârtibaciu (Tovissi, 1977). Se deduce astfel caracterul centripet al rețelei de văi inițiale și atributul de râu din prima generație pentru Hârtibaciului, care în condițiile date avea o lungime mai mare decât cea actuală (Grecu, 1992). Ulterior remanierilor hidrografice, bazinul superior al Hârtibaciului este dezorganizat prin captări, ce au loc datorită intervenției afluenților Târnavei Mari, care interceptează sectoarele superioare ale văilor Saschiz și Șaeș, precum și ai Oltului, care captează Felmerul și Valea Mare (Grecu, 1992). Captările au fost favorizate de rămânerea suspendată a văii Hârtibaciului (480 m la Brădeni, 426 m la Alțâna), față de văile Târnavei Mare (335 m la Sighișoara, 290 la Mediaș) și Oltului (410 m la Voila, 385 la Porumbacu de Jos).

Prin faptul că, Hârtibaciu a rămas inițial fără bazinul superior carpatic și apoi și fără cel din estul Depresiunii Transilvaniei, a avut în continuare o evoluție cu totul specifică, datorată independenței față de unitatea montană (Grecu, 1992). Tot ca o nota definitorie, se remarcă menținerea drenajului spre același colector (Cibinul), comparativ cu Târnavă Mare, care a devenit din afluent al Oltului, afluent al Mureșului, dacă se acceptă captarea ei la Copșa Mică.

În cazul râului Hârtibaciu, cu toate că în prezent, pe sectorul dintre Vărd și Alțâna, este instalat pe un sistem de fracturi cu caracter circular, este neîndoielnic că inițial, când încă curgea în depozite panoniene, își continua drumul spre sud-vest de Vărd direct spre Nocrich (Ciupagea et al., 1970). Cotul pe care îl face în prezent între Benești și Alțâna se datorează ajungerii la zi a depozitelor sarmațiene, în urma eroziunii care a avut loc în Pliocenul superior și Cuaternar.

În Pliocenul superior prin vărsarea Hârtibaciului și a Târnavei Mari în Cibin, în partea sudică a Depresiunii Transilvaniei exista un mare bazin hidrografic, ale cărui ape erau colectate de către Olt (Grecu, 1992).

Prin afluenții săi de dreapta, Oltul, drenează și partea sudică a **Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt** (Dealurile Homoroadelor), în principal prin intermediul Homorodului Mic și Mare. Și în această parte a bazinului Oltului, situația antecuatarnă era diferită, deoarece, cursul superior al Târnavei Mari se îndrepta prin Pasul Văleni – Chinușu spre Homorodul Mare (Mac, 1972).

Încă de la începutul definitivării traseului său (Pliocen mediu), Oltul a constituit axul hidrografic major al **Depresiunii Făgăraș**, el colectând afluenții care proveneau din unitatea montană (Munții Perșani și Făgăraș) și din partea sudică a Podișului Hârtibaciu. Reconstituirea rețelei hidrografice, caracteristică Pliocenul superior, în Depresiunea Făgăraș, este mult mai dificilă, în comparație cu situația existentă în defileul de la Racoș și în cel de la Turnu

Roșu, datorită repetatelor remanieri, care au avut loc și mai ales rocilor friabile existente. Analizând nivelul superior al interfluviilor, din Podișul Hârtibaciului de Sud, și racordul acestuia cu umerii superiori de vale, din defileul Oltului de la Turnu Roșu și de pe bordura nordică a Munților Făgăraș, se ajunge la concluzia „că încă din timpul formării acestei suprafețe, poate mai corect spus din partea finală a perfectării ei (romanian inferior), Podișul Hârtibaciului de Sud era drenat de către un Olt deja existent, care la rândul său se scurgea spre sud, prin defileul de la Turnu Roșu.” (Popescu, 1990, p 63 - 64). Din momentul în care traseul Oltului devine relativ stabil pe traseul est-vest, el se va constitui un nivel de bază local, pentru sistemele de drenaj care proveneau din Munții Perșani și Făgăraș, precum și din sudul Podișului Hârtibaciu, conducând în continuare la remanieri ale acestora îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare (Roșian, 2011).

Astfel, cu toată evoluția lor controversată, până au ajuns la stadiul actual, Mureșul și Oltul au constituit nivelurile de bază la care s-au raportat majoritatea râurilor din partea centrală și sudică a Depresiunii Transilvaniei. Diferența de nivel rămasă între cele două bazine, a determinat ca Depresiunea Săliștei, să fie suspendată cu aproape 200 m, față de Depresiunea Apoldului. Această situație, care s-a accentuat pe parcursul etapei cuaternare, are ca efect continuarea eroziunii regresive a râurilor din Depresiunea Apold în detrimentul Depresiunii Săliște.

Ridicarea părții nord-vestice a depresiunii a determinat ca suprafața bazinelor hidrografice, aferente râurilor, ce se drenau inițial spre nord-vest, să se reducă, în favoarea celor care se drenează în prezent spre sud-vest, din cauza mișcărilor de subsidență din cursul inferior al Mureșului (Ciupagea et al., 1970).

În această etapă de evoluție, în culoarele văilor principale (Someș, Mureș, Olt etc.) se formează terase superioare, care dovedesc fixarea râurilor pe actualele trasee și predominarea proceselor geomorfologice fluviale. Alături de schimbările climatice, acțiunea de instalare pe suprafețe extinse a modelării fluviale, soldată cu adâncirea a râurilor, a fost favorizată și de energia dobândită în urma mișcărilor tectonice din faza rhodanică.

În urma analizei formării și evoluției rețelei hidrografice din această etapă, se poate concluziona că ea se extinde mai întâi în Podișul Someșan și la contactul cu unitatea carpatică, ca o prelungire a râurilor montane, pentru ca ulterior, pe măsura exondării întregii depresiuni, să ocupe întreaga suprafață a acesteia și să-și continue evoluția prin rectificări și remanieri până la configurația actuală.

Așadar, râurile inițiale cu toate că și-au păstrat în multe cazuri vechile trasee, au fost remaniate pe anumite sectoare cheie, fapt ce a condus la schimbarea configurației rețelei de văi, proces care s-a continuat apoi de-a lungul etapei cuaternare.

4.2.1.2. Etapa cuaternară

Pe parcursul acesteia are loc continuarea procesului de definitivare, a configurației rețelei actuale de văi. Spre deosebire de remanierile etapei precedente, modificările cuaternare ale rețelei de văi sunt mai ușor de stabilit, iar păstrarea teraselor, permite fixarea lor sub aspect cronologic. În timpul Cuaternarului, evoluția rețelei hidrografice se caracterizează printr-un proces de adâncire, care pe majoritatea râurilor a avut loc sub nivelul terasei de 140 m, datorat îndeosebi mișcărilor tectonice și a alternanței condițiilor climatice din Cuaternar.

Dacă în etapa anterioară a avut loc definitivarea râurilor principale, îndeosebi mai mari de ordinul 4 (în sistemul Horton-Strahler), pe parcursul Cuaternarului are loc formarea și definitivarea rețelei secundare. Bineînțeles, unele modificări datorate captărilor (așa cum se va nota la momentul potrivit) vor afecta și râurile principale pe anumite sectoare. Formarea și evoluția rețelei secundare s-a derulat, în linii mari, în intervalul pleistocen – actual. Ca o continuare a fazei anterioare, ea a avut loc într-un context morfodinamic și tectonic marcat de oscilațiile climatice, specifice perioadelor glaciare și interglaciare (Irimuș, 1998).

Schimbările induse, de instalarea **climatului cuaternar**, au direcționat în mod hotărâtor modelarea reliefului transilvan. O dată cu debutul Cuaternarului, are loc trecerea de la clima caldă și umedă, a Romanianului, la cea a Pleistocenului inferior și mediu care evolua spre o glaciație, dar nu așa de riguroasă cum a fost Weichselian sau Würm (Diaconeasa și Tovissi, 1971, citați de Grecu, 1992). În continuare interglaciuarul Cromerian sau Gunz – Mindel s-a caracterizat prin două faze de climă mai caldă, separate de o fază rece, după care Elsterianul sau Mindelul are două faze reci separate de una caldă (Grecu, 1992). Interglaciuarul Holstein sau Mindel – Riss s-a dovedit mai cald, după care urmează o răcire accentuată specifică glaciuarului Weichselian (Würm), din timpul Pleistocenului superior. Conform lui Cârciumar (1980) Pleistocenul superior începe cu un interglaciuar (Eemian sau Riss - Würm), urmat de glaciuarul Weichselian (Würm), caracterizat printr-o succesiune de faze de răcire și ameliorare climatică. Dintre acestea, trei au reprezentat stadii glaciare, iar două interstadii de ușoară încălzire; primul stadiu glaciuar a fost umed și rece, în timp ce următoarele două au fost mai riguroase, adică mai uscate și mai reci cu „temperaturi deosebit de scăzute, ceea ce a dus în fază lor maximă la anularea umidității și prin urmare la degradarea puternică a vegetației și desființarea zonalității verticale a pădurilor din munții noștri” (Cârciumar, 1977, p. 8).

În aceste condiții Depresiunea Transilvaniei, în timpul perioadelor glaciare, aparținea domeniului permafrostului discontinuu, cu o evoluție influențată de condițiile climatice de vest - nord-vest și cu inversiuni termice frecvente (Ichim, 1980). Ca urmare, clima a cunoscut în timpul Pleistocenului nu numai o răcire

continuă cu maximele în Saalian (Riss) și Weichselian (Würm), dar și oscilații repetate datorate fazelor glaciare și interglaciare, mai evidente în unitatea carpatică.

După încheierea Glaciațiunii Weichseliane (Würm), se trece la climatul specific Holocenului inferior, corespunzător Preborealului, care era unul temperat cald și umed (Feier, 2010). Pe parcursul Holocenului mediu, care se suprapune optimului climatic postglaciar, urmează un climat cald, în care totuși se pot deosebi trei variații datorate diferențelor de umezeală (Posea et al., 1974; Feier, 2010): faza boreală – caldă și uscată, faza atlantică – rece și umedă, faza subboreală – caldă și uscată. Holocenul superior, corespunzător Subatlanticului, a avut un climat temperat umed și rece (Feier, 2010). Pentru ca în prezent faza modelării contemporane, să se desfășoare într-un context morfoclimatic, caracterizat de un regim neregulat al precipitațiilor, reflectat și în regimul de scurgere al râurilor (pericarpatic transilvan).

Se poate conchide că, în aceste condiții, modelarea cuaternară, a depozitelor neogene din depresiune, s-a realizat sub influența oscilațiilor climatice, care derulate pe fondul mișcărilor tectonice, s-au resimțit atât în dinamica fluvială cât și în cea proceselor de modelare a versanților.

Ajungerea la valori de peste 3,5 km/km², ale densității fragmentării reliefului, dovedește amploarea pe care a luat-o dezvoltarea rețelei hidrografice, iar ca rezultat al acesteia continuă degradarea interfluviilor și intensificarea proceselor de versant. Înseamnă ca spațiul depresionar a fost supus unei intense eroziuni, continuată din Pliocenul superior, dar accentuată odată cu debutul Pleistocenului, care a fost favorizată de gradul redus de cimentare al depozitelor și de înălțarea tectonică a depresiunii. Cu toate că eroziunea a predominat, în funcție de capacitatea și competența râurilor, au avut loc și procese de acumulare, ale căror forme sunt reprezentate de glacisuri, conuri de dejecție, terase, lunci etc.

În continuare, modificările care au avut loc pe parcursul Cuaternarului vor fi urmărite la nivelul principalelor unități morfostructurale ale depresiunii.

În **Podișul Someșan** remanierele care au afectat rețeaua hidrografică, la sfârșitul Pliocenului, se continuă și pe parcursul Cuaternarului. Prin urmare, în Depresiunea Almaș-Agrij se definitivează procesul de formare a Agrijului în detrimentul Almașului, prin captarea râurilor care se scurgeau din Munții Meseș.

Acest proces, cu toate că a debutat în Pliocenul superior, când au fost captate doar văile Jacului și Jurtenii (Savu, 1963), se prelungește pe parcursul Pleistocenului și al Holocenului. Cele mai importante faze evolutive au avut loc în intervalul dintre formarea terasei de 140 m și celei de 55 m, pe fondul unei serii succesive de captări, favorizate de adâncirea râurilor din Pleistocen (Savu, 1963). Datorită acestei evoluții, Agrijul se dezvoltă ca vale de contact, între cristalin și sedimentar, în timp ce Almașul își continuă și el acțiunea de eroziune regresivă, spre izvoarele Poicului (din Munții Meseș) și spre bazinul Crișului Repede (în Depresiunea Huedin). Relieful format în bazinele Almașului și Agrijului, a primit un aspect de dealuri separate de

culoare largi depresionare, în timp ce porțiuni însemnate din bazinul Crișului Repede și al Poicului au rămas cu un aspect de unități suspendate. La o astfel de situație s-a ajuns deoarece aceste râuri au avut de străbătut în continuare roci cristaline (Posea, 1978), ce au întârziat eroziunea pe verticală. Autorul menționat oferă și un tablou al evoluției viitoare, în care se arată că și Depresiunea Huedin și Podișul Păniceni vor „fi fragmentate ca și restul Podișului Someșan. Tendința este să se delimiteze peste tot muntele cristalin de podișul sedimentar, formându-se între ele depresiuni de contact. Captarea iminentă a Crișului Repede la Huedin, care va determina și o captare a Călatei, va îngloba și sub aspect hidrografic, așa-zisa Depresiune Huedin în podișul Someșan, rămânând însă bazinetul Mărgăuței, similar Poicului de azi, cu un drenaj spre Oradea.” (Posea, 1978, p. 5).

Remanieri de acest gen, dar de o amploare mai redusă s-au produs și în cazul altor bazine hidrografice din Podișul Someșan. În acest sens se remarcă: captările prin care Valea Șimișna captează Valea Vadului, apoi captarea de flanc a Văii Popeștilor de către Valea Nădășelului, Valea Băbuțului la Șoimeni a suferit de asemenea o captare din partea unui afluent al Văii Borșa (Savu, 1963).

Unul dintre rezultatele evoluției cuaternare îl constituie sistemul de terase format pe râurile principale. Pentru bazinul Someșului se remarcă următoarele terase: t_1 3 – 4 m, t_2 8 – 12 m, t_3 18 – 22, t_4 35 m, t_5 55 m, t_6 75 m, t_7 90 – 110 m, t_8 140 m (cuaternare) și t_9 160 – 200 m (pliocenă); dintre terasele bine reprezentate pe afluenți (văile Lonea, Borșa, Olpret, Almaș, Agrij etc.), se remarcă t_1 , t_3 , t_4 , t_7 (Savu, 1963).

Pentru **Depresiunea Lăpuș** este specifică definitivarea, la parametrii actuali, ai rețelei de râuri, din spațiul propriu-zis al depresiunii, după ce pe parcursul etapei anterioare a fost conturată cu precădere rețeaua marginală (de exemplu, Defileul Lăpușului). Instalarea rețelei secundare actuale, survine perioadei de la sfârșitul Pliocenului, când în cuprinsul depresiunii o extindere semnificativă o aveau piemonturile; acestora le era caracteristică o rețea nestabilă, divergentă și cu difluențe (Posea, 1962a). Dezvoltarea rețelei cuaternare a fost favorizată așadar de schimbările climatice de la începutul Pleistocenului și de mișcările de ridicare din faza valahă. Permanentizarea scurgerii în albie organizate, determină adâncirea văilor cu peste 100 m (Posea, 1962a), în detrimentul suprafeței inițiale, care în urma fragmentării ia aspectul unor interfluvii situate aproximativ la aceleași altitudini. Pe parcursul Cuaternarului, sub influența mișcărilor tectonice și a schimbărilor climatice se formează, pe râul Lăpuș și pe principalii afluenți ai acestuia (Dobric, Libotin, Suciuc etc.), terase fluviale. Acestea sunt în număr de șase, de la t_1 2 – 4 m până la t_6 75 – 85 m, cele mai dezvoltate fiind t_3 30 – 35 m și t_4 50 – 55 m.

Evoluția rețelei de văi din **Dealurile Bistriței**, după ce a fost organizată în timpul Pliocenului superior, prin formarea cursului unitar al Șieului, se continuă pe

parcursul etapei cuaternare, pentru a se ajunge la forma actuală. În acest caz, faza cuaternară debutează după formarea terasei de 140 m (t_8), când văile principale (Bistrița, Șieu, Budac, Ardan, Șieuf, Sărata, Tănasă, Dipșa etc.), curgeau pe traseele actuale (Gârbacea, 2015). Alături de adâncirea râurilor și formarea sistemului de terase, între modificările mai importante se remarcă cea a Budacului, din depresiunea cu același nume, la care se adaugă captările în urma cărora s-a format Valea Măgherușului, Valea Târpiului, Văile Sărata de Sus și de Jos, Valea Mică, cursul superior al văii Sărata, Ardanul etc. De asemenea, în Piemontul Călimanului (Dealurile Ardanului) rețeaua de văi cu o dispoziție inițială radiară, își păstrează în bună parte caracterele ei inițiale, date de prezența difluențelor (la Cușma) și de caracterul general divergent (Gârbacea, 2015).

Un element de specificitate, a reliefului din Dealurile Bistriței, rezultat în urma evoluției hidrografice, îl constituie terasele fluviale. Ele sunt bine reprezentate pe Bistrița și pe Șieu, dar se întâlnesc fragmente și pe Budac și Ardan. Prin cercetări amănunțite în teren au fost deosebite opt terase: t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 11 m, t_3 15 – 18 m, t_4 31 – 38 m, t_5 50 – 53 m, t_6 70 – 74 m (cuaternare), t_7 90 – 100 m, t_8 130 – 140 m (pliocene), cele mai dezvoltate fiind terasa de luncă și t_4 (Gârbacea, 2015).

Raportarea râurilor care drenează **Câmpia Transilvaniei**, la două niveluri de bază distincte situate periferic, încă din timpul Pliocenului superior, a determinat o evoluție specifică a rețelei de văi, rămasă oarecum în afara influenței directe a unității carpatice. Acest lucru a condus la lipsa râurilor alohtone, ceea ce alături de dispunerea paralelă a râurilor principale, orientate pe direcție meridională (față de Someșuri și Mureș), precum și de asimetria majorității bazinelor morfohidrografice, constituie una din notele de originalitate ale acestei hidrografii. Evoluția cuaternară a determinat în acest caz, formarea unor văi largi, ramificate, cu râuri de ordinul unu bine dezvoltate (cu bazine de obârșie) și cu profil longitudinal evoluat.

Pe tot parcursul cuaternarului cumpăna hidrografică, dintre bazinul Mureșului și al Someșelor, a suferit o deplasare dinspre altitudinile mai ridicate din nordul câmpiei (Dealul Dumbrălivezi 638 m, Dâmbu Stânii 610 m, Dealul Unguraș 621 m etc.), spre partea mediană a acesteia, fiind poziționată în prezent aproximativ pe aliniamentul localităților: Boju, Aruncuta, Mociu, Cămărașu, Budești, Miceștii de Câmpie, Comlod, Ocnița, Teaca. În această situație, afluenții Someșului Mic și a Someșului Mare (Fizeșul și Meleșul) au trecut la sud de linia marilor înălțimi, rămase de la vechea configurație pliocenă, ceea ce a determinat existența unei neconcordanțe între cumpăna orografică și cea hidrografică. Prima se situează la 10 – 15 km față de Someșul Mare, în timp ce a doua se află la peste 40 km în bazinul Fizeșului (la sud de Mociu) și la 30 km în bazinul Meleșului - la nord de Budești (Pop, 2001). Diferența de aproape 100 m (305 m la Târgu Mureș și 232 m la Dej), între cele două niveluri de bază, la care se raportează râurile câmpiei, a determinat o eroziune mai accentuată pe văile din partea de nord a

câmpiei (Valea Unguraşului, Valea Fizeşului, Valea Meleşului etc.), față ce cele din sud. Aceasta determină ca la sud de cumpăna de ape, caracterele care au condus la denumirea acestei unități morfostructurale Câmpia Transilvaniei, să predomine, tocmai datorită raportului de forțe între posibilitatea de adâncire a văilor și procesele de versant (Gârbacea, 2015).

Procesul de adâncire a râurilor, care a avut loc în timpul Pliocenului superior, datorat mișcărilor valahe, se continuă și în **Dealurile Târnavei Mici** pe parcursul etapei cuaternare. De asemenea, râurile principale și-au menținut deplasarea spre nord, sub efectul mișcărilor negative ale Mureşului mijlociu, dovadă fiind terasele superioare rămase pe partea stângă (Josan, 1979). Râurile de ordin 3 și 4 (în sistemul Horton – Strahler), din momentul formării lor, au evoluat sub efectul acelorași cauze principale, cu mențiunea că unele dintre ele au suferit adaptări evidente la structura de tip dom. Se remarcă în acest sens râurile: Balta (domul Cetatea de Baltă), Valea Lungă, Valea Rea, Valea Lodroman și Valea Chesler (domul Tăuni) etc. Tendința de adaptare a rețelei secundare, la nivele de baza în coborâre, se observă și pe interfluviul dintre Târnavă Mare și Târnavă Mică, îndeosebi la est de Târnaveni, unde afluenții Târnavei Mici au înaintat regresiv spre bazinul hidrografic al Târnavei Mari. Există și în acest caz o neconcordanță între cumpăna hidrografică – mult împinsă spre sud – și cea orografică. Aceeași situație se repetă și pe interfluviul dintre Târnavă Mică și Mureş, unde cumpăna hidrografică a fost deplasată până aproape de Târnavă Mică (Josan, 1979).

În cadrul văilor principale, datorită adâncirii ritmice a râurilor din timpul Cuaternarului, are loc formarea teraselor. Au fost stabilite în acest sens următoarele terase pentru Dealurile Târnavei Mici: t_1 3 – 6 m, t_2 8 – 12 m, t_3 18 – 25 m, t_4 30 – 40 m, t_5 50 – 60 m, t_6 80 – 90 m, t_7 110 – 120 m, t_8 130 – 140 m și t_9 150 – 160 m (Josan, 1979).

Continuarea evoluției rețelei de văi din Pliocenul superior – Levantin se caracterizează, în **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş și Olt**, prin adâncirea epigenetică a râurilor pe direcțiile de drenaj existente, la care se adaugă cele nou formate. Evenimentele din etapa cuaternară au fost încadrate în două faze distincte (Mac, 1972): prerissiană și postrissiană.

În prima, are loc trecerea de la o rețea inițială, consecventă și torențială, la una organizată, care va sculpta terasa de 100 m și pe cea de 75 – 80 m; odată cu permanentizarea scurgerii, prin amplexarea pe care a căpătat-o eroziunea liniară, râurile s-au adâncit cu peste 100 m, fapt care va determina fragmentarea suprafețelor mai vechi în interfluvii, situate aproximativ la aceleași altitudini.

În faza postrissiană, comparativ cu cea anterioară, când au avut loc mai mult acțiuni de lărgire a văilor, are loc o alternanță între lărgiri și îngustări. În această fază se petrec principalele remanieri hidrografice. Între acestea se înscrie, pentru bazinul Târnavei Mari, captarea pârâului Feernic (Nico Alb), care la nivelul terasei

de 70 m mai curgea peste înșeuarea de la Bulgăreni, spre Depresiunea Odorhei (fig. 4. 5), traseu care a fost părăsit numai după adâncirea masivă ulterioară terasei a VI-a (Mac, 1972).

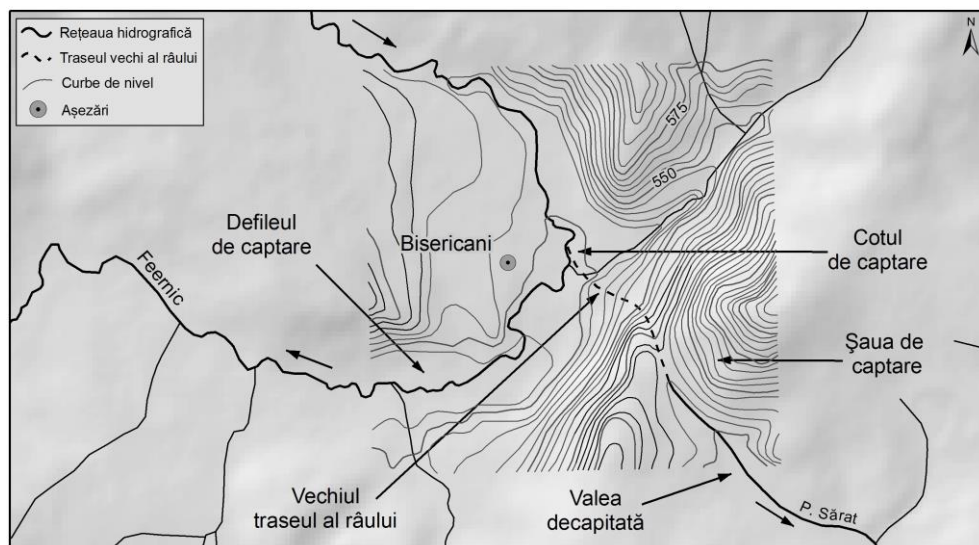


Fig. 4. 5. Captarea Feernicului la Bisericani (Roșian, 2017, p. 352)

La aceasta se adaugă remanierea râului (cursul superior actual al Târnavei Mici), care după ce drena Depresiunea Praid – Sovata, se îndrepta prin defileul de la Săcădate fie spre Niraj (Rodeanu și Vulcu, 1957), fie se continua peste înșeuarea de la Eremitu, pe actualul traseu al văii Beica, în direcția subsidenței de la Reghin (Mac, 1972). Captarea vechiului curs a avut loc prin intermediul râului Târnavă Mică, care prin raportarea la același nivel de bază al Mureșului, dar mult mai coborât (230 m la confluența Târnavei cu Mureșul, față de 345 m la confluența pârâului Beica cu Mureșul) și pe fondul influenței depozitelor sedimentare, de sub fostul platou de aglomerate, a reușit să capteze vechiul râu care se drena spre subsidența de la Reghin.

În urma procesului de captare, rețeaua hidrografică anterioară, de tip longitudinal, primește caracter transversal pe sectorul Sovata – Sărățeni (Rodeanu și Vulcu, 1957). Specifică este formarea de noi cursuri autohtone, pe care seria teraselor începe abia cu nivelul de 55 – 60 m. Tot pe parcursul etapei cuaternare are loc captarea rețelei din Depresiunea Odorhei, de către Târnavă Mare, în urma străpungerii defileului de la Porumbenii Mari (Mac, 1972).

În lungul văilor principale, dar și pe unii afluenți, a avut loc pe parcursul acestei etape, sculptarea teraselor fluviale. Au fost deosebite pentru Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, un număr de 6 – 7 terase, după cum urmează: Niraj 6, Târnavă Mică 6, Târnavă Mare 7, Homoroade 7 (Mac, 1972); pentru Târnavă

Mare treptele de terasă au următoarele altitudini relative și vârste: t_1 4 – 6 m (Holocen), t_2 8 – 15 m (Pleistocen, a doua jumătate a perioadei Würm), t_3 18 – 24 m (Pleistocen superior, Würm 1), t_4 30 – 40 m (Pleistocen mediu, Riss), t_5 50 – 65 m (Pleistocen inferior, Mindel), t_6 75 – 85 m (Pleistocen inferior, Gunz), t_7 100 – 120 m (începutul Pleistocenului) (Mac, 1972), cu mențiunea că vârsta este aceeași pe toate râurile din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt.

Remanierile rețelei de văi, care au avut loc la sfârșitul Pliocenului, au determinat ca cea mai mare parte a **Podișul Secașelor** să fie drenată de către afluenți ai Mureșului, excepție făcând râurile care sunt colectate de către Săliște. În etapa cuaternară, adâncirea rețelei existente și formarea râurilor de ordin 1 – 3 (în sistemul Horton-Strahler) a avut loc în detrimentul suprafețelor interfluviale rămase din etapa anterioară. Rețeaua hidrografică este preponderent autohtonă, cea alohtonă fiind situată marginal. În partea centrală a podișului, în urma evoluției rețelei hidrografice se formează râul Secașul Mic, al cărei vale asimetrică este dată de prezența frontului de pe partea dreaptă, în timp ce pe partea stângă sunt prezente terasele. Acestea în număr de șase (Raboca, 1995), au următoarele altitudini relative: t_1 2 – 4 m, t_2 9 – 10 m, t_3 18 – 25 m, t_4 30 – 45 m, t_5 50 – 65 m, t_6 70 – 85 m. Numărul teraselor diferă însă, pe râurile periferice din sudul podișului, în funcție de nivelul de bază la care acestea se raportează. Astfel, pe Secașul Mare (raportat la nivelul Mureșului) s-a format șase terase, în timp ce râul Săliște, care drenează depresiunea suspendată, cu același nume, și se raportează la nivelul Oltului are doar două terase, la care se adaugă lunca.

Evoluția rețelei de văi din **Podișul Hârtibaciului** a fost influențată pe parcursul cuaternarului, doar dintr-un singur sens - nivelul de bază relativ stabil al Oltului – din moment ce presupusul său bazin montan a fost pierdut la sfârșitul pliocenului. În aceste condiții „*slabele variații ale nivelului de bază format de Olt se transmiteau în mică măsură pe Hârtibaciu, în spatele defileului epigenetic, în formare de la vărsarea Hârtibaciului*” (Grecu, 1992, p. 68). Ca rezultat al acestei situații este numărul redus de terase, doar patru: t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 15 m, t_3 20 – 35 m, t_4 40 – 55 m (Grecu, 1992), prima fiind reprezentată de către lunca.

După conturarea cursului Oltului în timpul Pliocenului superior, pe parcursul etapei cuaternare, începând din Pleistocenul inferior și mediu în **Depresiunea Făgăraș**, începe realizarea câmpiei piemontane aluvio-proluviale făgărășene și conturarea spațiului depresionar în limitele sale actuale; în același timp, în partea vestică a depresiunii, se formează și terasele Oltului de 140 – 150 m, 110 m și 80 – 85 m (Popescu, 1990). Sub acest nivel se dezvoltă glacisul-terasă superior (din interglaciarul riss-würm până în würm₂), precum și terasele Oltului de 60 – 70 m și 45 – 60 m, apoi glacisul terasă mediu (din interstadiul würm₂-würm₃ până în würm₃) la care se adaugă terasa de 20 – 25 m. La rândul său, glacisul terasă inferior, se formează în intervalul cataglaciuar würm₃ – începutul holocenului și „*continuă*

definitivarea reliefului depresionar după același model morfogenetic, însă evident cu o forță de eroziune laterală a râurilor făgărășene mult încetinită” (Popescu, 1990, p. 140); în acest interval se formează și terasa de 6 – 12 m a Oltului, urmată pe parcursul holocenului de formarea unității de luncă.

În urma unei astfel de evoluții, se remarcă prezența corespondențelor de ierarhizare, între treptele principale de relief și rețeaua hidrografică, fiecareia fiindu-i specifică o anumită generație de văi; raportat la râul Olt, au fost distinse două sisteme hidrografice principale: sistemul colinar (situat în partea de nord a depresiunii) și sistemul depresionar (Popescu, 1990). Dintre acestea, sistemul hidrografic colinar, prezintă sub aspect ierarhic trei generații de văi: generația văilor Frontului de cuestă Nord-Făgărașan, generația văilor torențiale de podiș și generația văilor de podiș. La rândul său, sistemul hidrografic depresionar este influențat, sub aspectul configurației și a caracteristicilor sale, de către treptele morfogenetice și morfo-cronologice ce se succed de la sud spre nord. În acest sens au fost stabilite patru generații de văi de văi: generația ravenelor și ogașelor frunților de terasă, generația de văi a glacisurilor fluvio-periglaciare, generația văilor submontane și generația văilor montane (Popescu, 1990). În aceste condiții, generațiile de văi menționate pun în evidență o organizare gradată a rețelei hidrografice, în concordanță cu formarea marilor trepte ale reliefului.

Concluzia la care ajunge autorul citat, în urma analizelor realizate, este că *„întregul relief al Depresiunii Făgăraș, cu excepția dealurilor submontane a căror cronologie este similară Podișului Hârtibaciului, s-a realizat în timpul cuaternarului. Dar, în acest interval de timp au fost construite prin eroziune și acumulare o suită de trepte morfogenetice – glacisuri piemontane, glacisuriterase, lunci, - a căror geneză este legată în primul rând de oscilațiile climatice cuaternare”* (Popescu, 1990, p. 128).

În urma analizei paleoevoluției geomorfologice a văilor din Depresiunea Transilvaniei, se constată că *„au avut loc mai multe răsturnări ale direcțiilor de drenaj dictate de: trecerea arterelor hidrografice de la cuverturile sedimentare superioare acumulate sub forma unor coastal – plane – uri, la formațiunile de adâncime deranjate tectonic; interceptarea de către văi a unor aliniamente rupturale de profunzime transmise până în cuvertura terțiară; manifestarea neotectonică pe sectoarele de intersecție ale liniilor de dislocare a fundamentului și, deci, constituirea unor nivele de bază locale deosebit de active.”* (Mac și Sorocovschi, 1977, p. 81).

În funcție de caracteristicile substratului, rețeaua hidrografică a Depresiunii Transilvaniei, a fost supusă unui proces de adaptare continuă, în timpul adâncirii sale epigenetice și antecedente (Mac și Sorocovschi, 1977). Conform autorilor citați, în configurația actuală a rețelei se pot recunoaște mai multe *generații de văi*, ca efect al conlucrării dintre structură, tectonică și relief:

- *generația primară* este consecventă pe direcțiile primordiale de drenaj, spre poarta Someșului și Mureșului; îi sunt specifice prin sectoare parțiale Someșul, Mureșul, Târnavele și Hârtibaciul;

- *generația adaptată marilor dislocații tectonice* este caracteristică cursurilor Someșului Mic (sectorul Apahida - Dej), Mureșului (în aval de Reghin), Târnavei Mici (între Cetatea de Baltă și Blaj), Târnavei Mari (sectorul Copșa Mică - Blaj), Hârtibaciului (Alțâna - Mohu), Oltului (între Avrig și Porcești) etc.;

- *generația cu profil răsturnat* corespunde râurilor îndreptate către sectoarele influențate neotectonic, care primesc rol de nivele de bază locale; sunt specifice așadar Valea Mare, Valea Ticușului, Valea Scroafei, Valea Șaeșului etc.;

- *generația adaptată sectoarelor de bombări sau lăsări neotectonice*, din cadrul unităților morfostructurale majore, transmise apoi cuverturii terțiare prin deformații rezultate în urma proceselor diapire (domuri, sinclinale, monoclinuri largi etc.); văile din această generație sunt scurte, au un regim torențial cu tendințe de adâncire în unitățile ridicate sau de anastomozare și lăcuire în unitățile de lăsare neotectonică (Mac și Sorocovschi, 1977).

O dată cu umplerea masivă a văilor, cu materiale provenite atât din spațiul montan, cât și de pe versanți, proces care a avut loc în timpul Glaciarului Veichselian (Würm), începe o diferențiere a proceselor petrecute în albia râurilor și pe versanți (Mac, 1972). Se ajunge în consecință la instalarea unor relații morfodinamice de non-conlucrare, între albii și baza versanților, prin interpunerea unor fâșii tampon de tipul, luncilor, teraselor și glacisurilor.

Se poate concluziona că rețeaua de văi și formele de relief caracteristice, reflectă în mod fidel evoluția geomorfologică a depresiunii, în intervalul de timp scurs de la ultima exondare. În apropiere de unitatea carpatică, îndeosebi unde cristalinul vine în contact cu sedimentarul, prin participarea rețelei hidrografice, tendința este să se delimiteze muntele cristalin de sedimentarul bazinului, prin formarea depresiunilor de contact. Chiar și în situația altor tipuri de contact, cum este în cazul versantului vestic al lanțului vulcanic din Carpații Orientali, râurile se caracterizează prin lărgirea văilor la ieșirea din spațiul montan; în această categorie se înscriu Mureșul, Gurghiul, Nirajul, Târnava Mică, Târnava Mare etc.

Acest mod de urmărire a evoluției rețelei de văi, a făcut posibilă conturarea importantelor remanieri care au avut loc atât în plan vertical, cât și orizontal. În sens vertical rețeaua a înregistrat etape de adâncire și de eroziune activă, care au alternat cu etape de relativă stagnare, în timp ce în plan orizontal, evoluția s-a manifestat prin captări (Roșian, 2011). În același timp, ambele tipuri de modificări s-au aflat în strânsă legătură, fiind condiționate unele de altele, în special captările depinzând de perioada de adâncire.

De asemenea, captările au fost influențate și de diferențele de intensitate înregistrate de procesele de eroziune și acumulare, datorate regimului scurgerii,

mărimii și pantei bazinelor hidrografice, litologiei și structurii, poziției nivelelor de bază. Ca urmare, formarea și evoluția rețelei de văi a avut loc în strânsă corelație cu informația oferită de substrat. Acesta din urmă, prin litologie și structură a influențat în mod hotărâtor actuala configurația a ei.

Rețeaua de văi cu toate că are o morfologie definitivată în Cuaternar, instalarea și ierarhizarea ei este însă rezultatul unui lung proces evolutiv, condiționat la rândul său de extinderea și transformările geologice ale uscatului, de structura și tectonica lui, de litologie, de caracteristicile reliefului montan din proximitate, de schimbările climatice, precum și de activitățile antropice.

4.2.2. Ordinul rețelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei

Răspunsul la întrebarea – Cât de evoluată este rețeaua hidrografică din Depresiunea Transilvaniei? este dat de ordinul (în sistemul Horton-Strahler) la care au ajuns râurile autohtone (cele care au în întregime bazinul hidrografic în depresiune). Ordinul lor a fost exhaustiv analizat într-o lucrare publicată anterior (Roșian, 2011), motiv pentru care în acest subcapitol vor fi reluate doar concluziile.

După urmărirea formării și evoluției rețelei de văi din depresiune, se poate trece în continuare, pe baza informațiilor oferite de către rețeaua actuală (fig. 4. 6.), la analiza cantitativă a râurilor transilvane la nivel de bazine hidrografice.

Pentru scoaterea în evidență a specificului transilvan, au fost selectate 35 de bazine hidrografice autohtone: 13 de ordinul patru, 19 de ordinul cinci și 3 de ordinul șase (fig. 4. 7).

Cunoașterea valorilor ordinului colectorului principal pentru cele 35 de bazine hidrografice, permite sublinierea următoarelor **concluzii** (Roșian, 2011).

Unul dintre rezultatele principale, ale modului de evoluție a rețelei de văi, îl reprezintă ordinul la care au ajuns râurile care le drenează. În cazul de față cu toate că râurile autohtone au ajuns la ordinul de mărime 6, doar trei dintre ele se încadrează în această categorie: Hârtibaciu, Fizeș și Dipșa.

Ele sunt urmate de râurile de ordinul 5, care sunt bine reprezentate pe cuprinsul Depresiunii Transilvaniei, în această categorie înscriindu-se: Amlaș, Luduș, Visa, Comlod, Nadăș, Luțu, Secașul Mic, Saschiz, Meleș, Borșa, Pârâul Nou, Lonea, Sălătruc, Balta, Cincu, Laslea, Poiana, Brâglez, Unirea etc.; de precizat că ele nu sunt singurele râuri cu ordinul 5 din depresiune.

Dintre râurile de ordin 4 se remarcă: Valea Mare, Fărău, Cușmed, Șimișna, Olpret, Sărata, Felmer, Goagiu, Racilor, Ticuș, Pănade, Paloș, Vețca etc.

În funcție de evoluția viitoare, valoarea ordinului poate suferii modificări, datorită tendinței de a se ajunge la un echilibru dinamic, prin creșterea gradului de realizare a bazinelor (raportul între numărul segmentelor de râu de ordinul 1 și raportul de confluență ridicat la puterea ordinului râului principal minus 1), care

în cazul majorității râurilor de ordinul 4 și 5 încă nu au ajuns la valoarea 1. Acest fapt prognozează în continuare o evoluție în sensul sporirii numărului segmentelor de ordin inferior, aspect care înseamnă, printre altele, creșterea numărului proceselor geomorfologice și accelerarea dinamicii lor în cadrul albiilor și pe suprafața versanților.

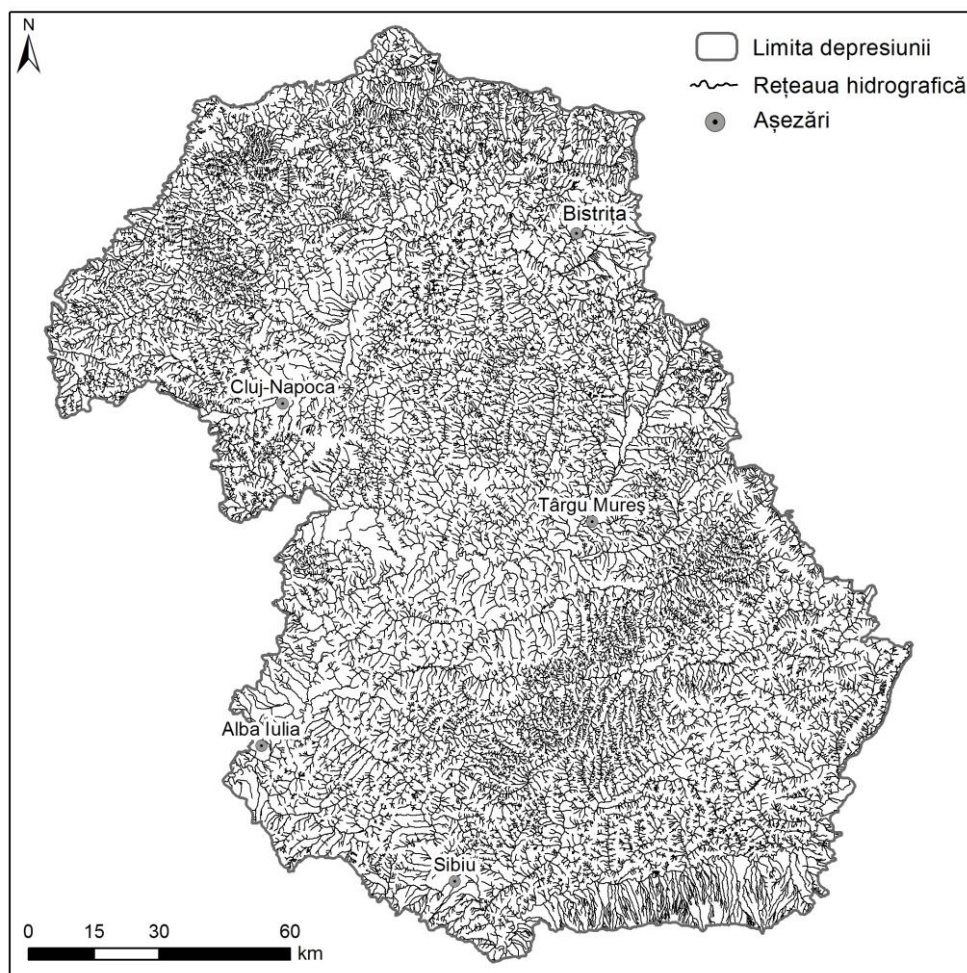


Fig. 4 .6. Rețeaua hidrografică din Depresiunea Transilvaniei

În mod normal râurile de ordinul 1 sunt cele mai tinere, dar și între acestea există mari diferențe. Este destul să ne gândim la vârsta unui torent actual și la cea a unei văi subadaptate din Câmpia Transilvaniei (formată în condiții periglaciare), care în mod surprinzător au același ordin: 1. În cazul torenților evoluția lor este destul de rapidă, conducând la fragmentarea versanților, pe când văilor subadaptate, prin dimensiunile pe care le au (lățimi de până la 300 – 500 m, sau chiar mai mult și

lungimi de peste 2 km), prezintă proprii lor versanți. Aceștia din urmă sunt în unele cazuri fragmentați de către torenții actuali, cei care sporesc ordinul rețelei hidrografice (în sistemul Horton-Strahler).

Indiferent de traiectoria evolutivă ulterioară se va menține un decalaj între ordinul râurilor principale autohtone (care au maxim 6 - în sistemul Horton-Strahler) și râurile principale care traversează spațiul depresionar, dar care provin din unitatea carpatică (Someșuri, Arieș, Mureș, Târnave, Olt etc.), al căror ordin este mai mare de 8 (în sistemul Horton-Strahler).

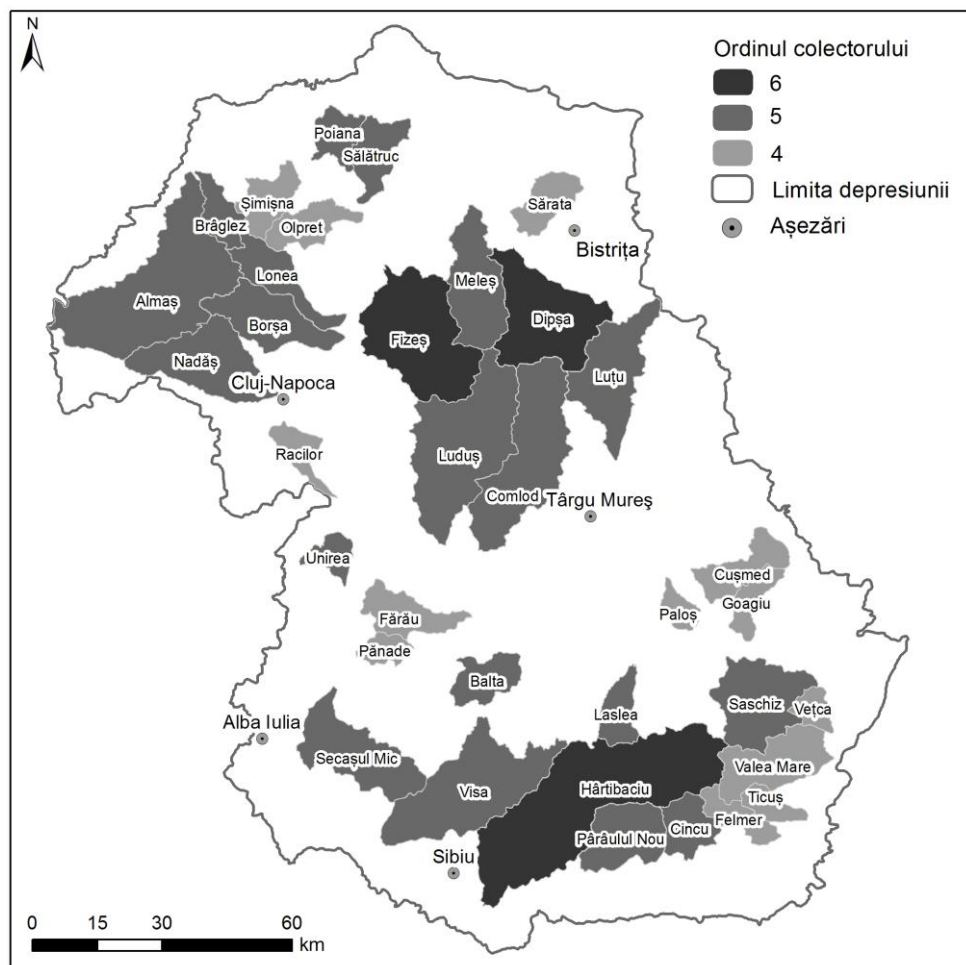


Fig. 4. 7. Ordinul colectorului din bazinele hidrografice analizate

Configurația actuală a rețelei de văi este așadar rezultatul unui proces evolutiv îndelungat, dezvoltat după legi obiective, ca rezultat al interacțiunii dintre substrat și factorii hidrometeorologici, la care în ultima vreme s-a adăugat și factorul antropic.

4.3. FORMAREA INTERFLUVIILOR

Introducere. Legat de formarea și evoluția rețelei hidrografice, în urma căreia au rezultat văile din Depresiunea Transilvaniei, este și geneza interfluviilor (suprafețele de teren care separă văile). Se consideră că interfluviile sunt efecte indirecte ale eroziunii fluviale (Coteț, 1973).

Formarea interfluviilor debutează la sfârșitul Pannonianului, când după exondare, are loc, conform cu înclinarea reliefului inițial, schițarea primei rețele hidrografice. Această din urmă, prin adâncirea ei, a contribuit la fragmentarea suprafeței primordiale, din care au fost individualizate interfluviile majore din depresiune, orientate spațial după direcția curgerii râurilor principale.

La configurația și modul de dispunere a interfluviilor actuale au contribuit, alături de evoluția rețelei de văi, prin procese specifice albiilor, și procesele geomorfologice produse pe suprafața versanților. De asemenea, aspectul lor actual reflectă și influențele structurii și ale litologiei.

S-a ajuns astfel, ca interfluviile din Depresiunea Transilvaniei să fie suprafețe geomorfologice complexe, rezultate în urma intercondiționărilor tectonice, structurale, litologice, morfologice, climatice, hidrografice și antropice.

Desăvârșirea acestora, într-o formă oarecum apropiată de cea actuală, este decisă în mare măsură, de procesele geomorfologice derulate pe parcursul ultimei părți a Cuaternarului, când procesele fluviale, comparativ cu situația existentă înainte, devin dominante.

Cu toate că interfluviile sunt considerate, de majoritatea cercetătorilor, suprafețe de nivelare și niveluri de eroziune, în această lucrare ele nu vor fi abordate în maniera în care sunt prezentate în vasta literatură de specialitate, adresată acestei problematici. Le consider mai degrabă resturi ale suprafeței primordiale a depresiunii, rezultate în urma fragmentării acesteia de către rețeaua hidrografică și de către procesele geomorfologice, care au s-au produs pe suprafețele înclinate de tipul versanților.

Toate acestea denotă că, dispunerea și forma actuală a interfluviilor este rezultatul unui îndelungat proces de evoluție, care a debutat încă din timpul exondării treptate a uscatului transilvan. În urma unei astfel de evoluții paleogeomorfologice, una dintre cele mai dificile probleme, pe care le ridică interfluviile, este aceea a reconstituirii etapelor prin care au trecut pentru a ajunge la configurația și etajarea actuală. Am abordat și problema interfluviilor din Depresiunea Transilvaniei, sub aspectul formării, evoluției și a ordinului acestora, într-o lucrare anterioară (Roșian, 2011), motiv pentru care nu o voi relua aici decât pe scurt.

Geneza interfluviilor. În depresiune, așa cum s-a mai menționat, substratul a intrat sub acțiunea agenților subaerieni începând cu teritoriile din apropierea

muntelui și cu cele din nord-vest, proces care a debutat în Sarmațian (pentru suprafețele care nu au mai fost acoperite de transgresiunea pannoniană), pentru a se continua în restul teritoriului, o dată cu ultima regresie marină, cea de la sfârșitul Pannonianului. Chiar dacă exondări s-au înregistrat și anterior, așa cum s-a întâmplat în Paleogen, relieful rămas a fost fosilizat, de către secvențele următoare de sedimentare, considerent pentru care nu se pot realiza reconstituiri obiective. Cu toate că pe alocuri vechile suprafețe modelate subaerian au fost exhumate, procesele geomorfologice ulterioare nu au mai urmărit vechile tipare de modelare.

Înălțarea treptată a acestui teritoriu, cu înfățișare inițială de câmpie fluvio-lacustră, a condus la fragmentarea lui și la crearea unui macro-relief, dispus în formă de trepte, diferite sub aspect genetic și al vârstei.

Un factor ce nu trebuie neglijat, care în același timp a fost unul hotărâtor în derularea proceselor și mecanismelor, care au sculptat interfluviile, este reprezentat de către **climat** și variațiile lui în intervalul Pliocen – Pleistocen. La modul general, de-a lungul acestui interval, are loc tranziția de la un climat subtropical cu nuanțe de ariditate, specific Pliocenului superior, spre unul mult mai rece, cel din timpul Pleistocenului. Acest proces de răcire nu a fost unul brusc, el realizându-se treptat, cu perioade de reîncălziri, fapt ce s-a repercutat și în modelarea interfluviilor. În Pliocenul superior clima a fost de tip mediteranean (în Dacian), pentru ca la finele Romanianului să primească nuanțe temperate (Grecu, 1992). Prin existența celor două sezoane – cald și secetos, respectiv rece și umed – clima mediteraneană a condiționat o eroziune laterală notabilă, care a contribuit la individualizarea interfluviilor principale. Spre sfârșitul Romanianului are loc continentalizarea climei mediteraneene, proces care se pare că nu a fost atât de aspru în Transilvania (Grecu, 1992). Ulterior, în Pleistocen, o dată cu instalarea glaciațiunii, în Munții Carpați, climatul din Depresiunea Transilvaniei devine unul riguros, mai precis rece și uscat, motiv pentru care s-au întrunit condiții pentru manifestarea proceselor geomorfologice periglaciare (Posea, 1962a; Cărciumaru, 1977 și 1980; Ichim, 1980 etc.).

Este recunoscut faptul că suprafața primordială a fost afectată de eroziune, care a redus-o în majoritatea cazurilor la creste interfluviale rotunjite, însă înguste, și uneori chiar la creste de intersecție. În această situație prin racordarea interfluviilor, cu altitudini relativ egale, s-au obținut o serie de trepte etajate, pe baza cărora s-a putut urmări evoluția anterioară a teritoriului.

S-a ajuns astfel la un relief fragmentat, alcătuit dintr-o alternanță de văi și culmi interfluviale, între care se înregistrează diferențe altitudinale cuprinse îndeosebi între 200 și 300 m.

Faptul că actualele interfluvii se racordează altitudinal dovedește că ele provin dintr-o suprafață unitară, care nu poate fi alta decât cea primordială, rezultată în urma ultimei exondări.

Se poate astfel afirma că interfluviile constituie repere ale evoluției paleogeomorfologice a depresiunii, fapt semnalat încă de timpuriu în literatura de specialitate, după cum se observă din următorul citat: *Pe teren, din orice punct mai înalt ne-am îndrepta privirea, ne impresionează netezimea unor spinări aliniate în planuri apropiate și care la orizont se contopesc într-o măsură unică, prea puțin vălurită. Impresia de podiș e desăvârșită. ... Originea de eroziune a acestei suprafețe este incontestabilă.*” (Orghidan, 1969, p. 119 - 120). Astfel, interfluviile rezultate în urma adâncirii rețelei hidrografice, fiind păstrate aproximativ la aceleași altitudini, demonstrează că provin din aceeași suprafață, cea rezultată în urma ultimei exondări. Doar la interfluviile cu aspect de creste de intersecție, altitudinile sunt mai reduse, din cauza proceselor geomorfologice ce au afectat versanții, aflați de-o parte și de alta a lor.

Caracterizare interfluvii. Cu toate că ne-am aștepta ca suprafețele interfluviale să fie uniforme, din moment ce provin din aceeași suprafață primordială, lucrurile nu stau de loc așa, dacă este să le observăm și analizăm în teren sau pe o hartă topografică, indiferent de subunitatea morfostructurală a depresiunii, la care se face referire. Neuniformitatea este deranjată îndeosebi de: existența martorilor erozivo-structurali (care s-au format în urma unei evoluții îndelungate a rețelei hidrografice), prezența reliefului structural și litologic, neuniformității proceselor geomorfologice de pe suprafața versanților etc.

Prezența martorilor erozivo-structurali este specifică îndeosebi interfluviilor înguste, cu aspect de creastă de intersecție. Martorii sunt despărțiți de înșeuări de obârșie, situate cu 50 – 100 m sub nivelul general, rezultate în urma eroziunii regresive a râurilor și a proceselor de versant; prezența lor contribuind astfel extinderea neuniformității interfluviilor din plan orizontal și la nivel vertical (Roșian, 2011).

O astfel de situație se întâlnește pe interfluviile care separă râuri principale din Depresiunea Transilvaniei, dar aflate în plan orizontal, la distanță redusă unele de altele, așa cum este în cazul celor dintre Târnava Mare și Târnava Mică, precum și a celui dintre Hârtibaciu și Târnava Mare.

Insistând pe un asemenea tipar, de evoluție a interfluviilor, mai intervine o variabilă, și anume, nivelul de bază la care se raportează râurile care fragmentează un interfluvii; în majoritatea situațiilor, indiferent de uniformitatea unui teritoriu, nivelurile de bază locale diferă.

Rezultatul modelării unui interfluvii, de către râuri cu nivele de bază diferite, este neconcordanța dintre cumpăna hidrografică și cea orografică, ultima rămânând în bazinul râului mai dinamic, sub aspectul eroziunii regresive.

În depresiune, un asemenea caz este întâlnit la nivelul interfluviiului dintre Târnava Mare și Târnava Mică (în Dealurile Târnavelor Mici), unde cumpăna orografică actuală, cu rol de interfluvii și cumpână de apă în trecut, se păstrează

actualmente sub formă de martori în bazinul Târnavei Mici. Această situație a fost favorizată și de structura monoclinală, cea care a permis o mai bună dezvoltare a afluenților de pe stânga Târnavei Mici, comparativ cu cei de pe dreapta Târnavei Mari.

Dacă în exemplul precedent, au intervenit și particularități de natură structurală și litologică, în situația interfluviului dintre Târnavă Mare și Hârtibaciu (din Podișul Hârtibaciului), diferențele dintre nivelurile de bază au fost decisive în neconcordanța dintre cumpăna hidrografică și cea orografică. Comparativ cu albia Târnavei Mari, care are 340 m la Sighișoara și 290 m la Mediaș, albia Hârtibaciului, cu 480 m la Brădeni și 428 m la Alțâna, se află în condiția de evidentă suspendare, fapt exprimat și de eroziunea regresivă a afluenților Târnavei Mari, care au condus la fragmentarea vechiului interfluviu. În asemenea condiții, altitudinile maxime, care în trecut reprezentau vechiul interfluviu, se găsesc în bazinul Târnavei Mari sub formă de martori (Dealul Cleștioaia 654 m, Dealul Chiafardola 681 m, Dealul Brăduțului 678 m etc.). Pentru interfluviul dintre Hârtibaciu și Târnavă Mare, a fost calculat și coeficientul de sinuozitate (Grecu, 1992), obținându-se valoarea de 1,27 pusă pe seama modificărilor ulterioare, datorate aceleiași eroziuni regresive a râurilor.

Tot în acest context, interesantă este morfologia interfluviilor din partea nordică și nord-vestică a Podișului Hârtibaciului (Dealurile Șoalei și Roandolei), care se prezintă sub forma unor suprafețe largi, ce înclină longitudinal spre nord și nord-vest (Gârbacea și Grecu, 1994). Cu toate că în unele studii mai vechi ele au fost considerate terase ale Târnavei Mari (Rodeanu, 1925) sau pedimente (Grecu și Gârbacea, 1994), consider la ele reprezintă, așa cum am mai menționat, cele mai bine păstrate resturi ale suprafeței primordiale, rămasă exondată de la sfârșitul Pannonianului (fig. 4. 1).

Influența reliefului structural și litologic, în configurația și morfologia interfluviilor, este cel mai bine evidențiată în Podișul Someșan. Inițial, în urma exondării treptate de sub apele marine, podișul avea sub aspect morfo-structural înfățișarea unui teritoriu piemontano-litoral, alcătuit dintr-o succesiune de formațiuni eocene, oligocene și miocene, dispuse concordant între ele, dar discordant „față de suportul cristalin peneplizat, dislocat și scufundat la temelie sa.” (Savu, 1963, p. 117). Pe această suprafață inițială, vechea rețea hidrografică s-a adâncit consecvent, generând un relief de interfluvii prelungi, orientate preponderent către aria de maximă scufundare de la sud-est de Dej. Exondarea timpurie a determinat ca ultimele depozite marine, din cuprinsul podișului, să aparțină Sarmațianului, ale cărui formațiuni superioare trec succesiv de la un caracter epicontinental la unul tipic continental (Savu, 1963), confirmând afirmația anterioară. În aceste condiții morfologia de detaliu a interfluviilor este influențată semnificativ de structură și litologie.

Etajarea interfluviilor, la nivel macro-teritorial, este dată aşadar în Podişul Someşan şi de rezistenţa diferită a rocilor. De pildă, între culmile modelate pe depozite eocene, oligocene şi miocene existe diferenţe evidente. Prin urmare, interfluviile formate pe depozite miocene se menţin la altitudini de 700 – 900 m, în Culmea Breza, în timp ce interfluviile alcătuite din formaţiuni oligocene, se menţin la altitudini de sub 600 m, de unde aspectul lor colinar (Savu, 1963).

Cazuri aparte, de evoluţie a interfluviilor, se întâlnesc şi în Câmpia Transilvaniei, unde pe lângă acţiunea reţelei hidrografice, alunecările de teren de tip glimee au avut rol important în modelarea lor. Producerea acestor alunecări de teren, la partea superioară a versanţilor, a determinat formarea de înşeuări, cum este cea de la Sâmboieni, menţinute sub nivelul suprafeţei anterioare (Gârbacea şi Grecu, 1981). S-a ajuns astfel, ca în Câmpia Transilvaniei, valorile altitudinale ale interfluviilor să se situeze în multe locuri între 400 şi 500 m, fapt care dovedeşte o evoluţie înaintată a reliefului.

Racordare. Din cauza modului specific de evoluţie, a teritoriului transilvan, dificultatea racordării interfluviilor pe întreaga s-a suprafaţă este izvorâtă în principal din diferenţierile, care există cel puţin sub aspect altitudinal şi al vârstei, între Dealurile şi Depresiunile Submontane (unde legătura cu muntele este evidentă) şi Podişul Transilvaniei (unde interfluviile sunt mai noi, mai evolute şi au o altitudine mai redusă).

Este destul să ne referim, în acest sens, la situaţia interfluviilor din Podişul Someşan şi Podişul Târnavelor, care chiar dacă au valori altitudinale asemănătoare, sub aspectul vârstei ele diferă foarte mult, în sensul că primele sunt modelate pe formaţiuni sarmaţiene, iar secunde pe cele pannoniene.

Explicaţiile care se aduc în literatură (Posea, 1962b; Ciupagea et al., 1970 etc.), pe marginea acestei probleme, sunt puse pe seama mişcărilor tectonice de la sfârşitul Pannonianului, din Dacian şi din Romanian „care în mod relativ, chiar şi absolut, ridică, la un moment dat, mai mult centrul Bazinului Transilvaniei, decât unele porţiuni ale Podişului Someşan.” (Posea, 1962b, p. 10). În aceste condiţii, s-a ajuns ca depozitele pannoniene să se găsească la altitudini de peste 600 în Podişul Târnavelor, similare cu cele ale depozitelor sarmaţiene din Podişul Someşan (Posea, 1962b). Astfel, dacă se acceptă ipoteza conform căreia, depozitele pannoniene au acoperit şi Podişului Someşan - aşa cum se menţionează în următorul citat: „În afară de jumătatea de sud a depresiunii, în care depozitele pliocene sunt prezente pe mari suprafeţe, întrucât au fost ferite de eroziune, ele au mai acoperit şi toată jumătatea de nord a depresiunii, până în masivele cristaline ale Meseşului, Țicăului şi Prelucii.” (Ciupagea et al., 1970, p. 95) - , de unde au fost ulterior erodate, la începutul pliocenului superior, înseamnă că multe interfluvii din Podişul Someşan, reprezintă în mare parte suprafeţe exhumate. Modelarea lor, în astfel de condiţii, cu siguranţă a fost una îndelungată şi s-a extins inclusiv în

intervalul în care în Podișul Târnavelor s-au individualizat interfluviile actuale pe depozite panoniene.

Toate acestea demonstrează că formele de relief, din categoria interfluviilor, sunt rezultatul unui proces de evoluție îndelungat, care s-a derulat inițial la contactul cu unitatea montană și în Podișul Someșan, pentru ca ulterior, concomitent cu exondarea întregului spațiu depresionar, să se generalizeze în timpul Dacianului superior și al Romanianului (Levantinului).

Generațiile de interfluvii. O ultimă problemă, abordată în această secțiune, este aceea a generațiilor de interfluvii. Existența lor, în Depresiunea Transilvaniei, presupune că detașarea interfluviilor s-a făcut treptat, pe măsura organizării rețelei hidrografice și formării văilor (Roșian, 2013).

Atunci când s-au stabilit generațiile de interfluvii, primei dintre ele i-au fost atribuite interfluviile principale, rezultate din fragmentarea suprafeței primordiale a depresiunii. A doua primește interfluviile rezultate prin refragmentarea culmilor din prima, iar a treia pe cele formate în urma disecării interfluviilor din generația anterioară. Dacă teritoriul este puternic fragmentat, de către organisme torențiale, interfluviile secundare dintre acestea sunt alocate generației patru, procesul putând continua cu stabilirea și a altor generații în funcție de scara de analiza și particularități morfologice.

Pentru Depresiunea Transilvaniei, a fost stabilă în medie existența a trei generații de interfluvii (Mac, 1972; Josan, 1979; Irimuş, 1998, 2006 etc).

Prima generație se caracterizează prin prezența interfluviilor, cu aspect de poduri întinse, menținute de gresii, tufuri, calcare, aglomerate vulcanice etc., ce înclină spre văile principale ale depresiunii (Someșuri, Mureș, Târnavă, Secaș, Hârtibaciu, Homoroade etc.).

A doua generație se află, altitudinal, sub nivelul primei și s-a format prin refragmentarea acesteia. În acest caz interfluviile secundare se dispun perpendicular pe cele principale, sugerând tocmai maniera în care s-au format. La rândul lor, interfluviile din această generație sunt fragmentate de către afluenți de ordinul 1 și 2 în sistemul Horton-Strahler.

A treia generație de interfluvii se află strâns legată de văile de ordin 1, prezentându-se sub forma unor umeri structurali (Irimuş, 1998).

Modul de dispunere altitudinală a interfluviilor, demonstrează că etajarea lor este rezultatul procesului de refragmentare treptată a suprafeței inițiale, datorită restructurărilor succesive a rețelei hidrografice (fig. 4. 8).

Alături de eroziunea fluvială, cele care au introdus diferențieri altitudinale a interfluviilor, au fost mișcările tectonice pozitive, post-sarmațiene, care au determinat etajarea resturilor suprafeței primordiale, așa cum s-a întâmplat în Culmea Breaza (Savu, 1963) și partea nordică a Dealurilor Năsăudului.

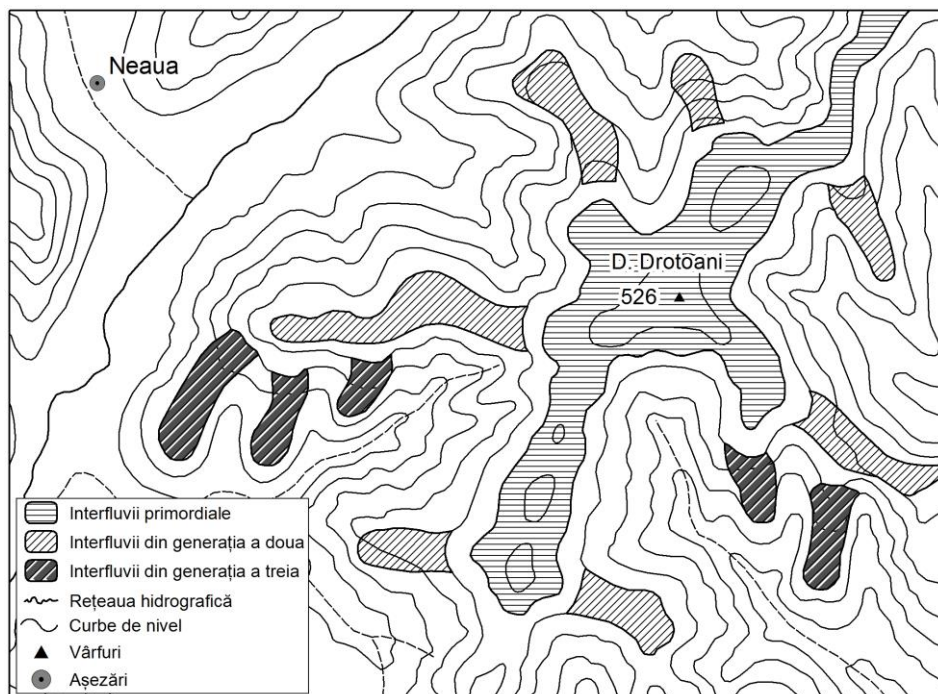


Fig. 4. 8. Modul de fragmentare al interfluviilor în culmea Sângeorgiului de Pădure (Mac, 1972, p. 111)

Concluzii. În procesul de formare a interfluviilor, un rol important l-au avut mișcările tectonice (ridicare succesivă și uniformă) și condițiile climatice, care au dictat tipul și ritmul proceselor și mecanismelor, pe fondul unui substrat specific.

De asemenea, suprafața interfluviilor inițiale a fost redusă ulterior, prin dezvoltarea segmentelor de ordin inferior al rețelei hidrografice și prin procesele geomorfologice de pe suprafața versanților, care nu de puține ori au determinat întretărirea acestora, caz în care interfluviile au fost reduse la creste de intersecție. S-a ajuns astfel ca altitudinea medie a interfluviilor să scadă în general dinspre marginile depresiunii spre partea centrală.

Prin dezvoltarea culoarelor de vale, în detrimentul suprafeței primordiale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Târgu Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij) a început treptat detașarea depresiunii de munte, context în care nu mai există o continuitate a interfluviilor majore care vin din spațiul montan cu cele din depresiune. Excepția fac doar câteva sectoare, dintre care se remarcă cel din nordul depresiunii, de la contactul dintre Munții Rodnei și Țibleșului cu Podișul Someșan (Dealurile Năsăudului și Dealurile Ciceului). Chiar și în acest caz, la ieșirea râurilor

din munte văile lor prezintă largri, sub formă de bazinete deprezionare de contact (Telciu, Parva și Sângeorz-Băi), legate între ele prin prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat și compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, față de culmile sudice ale munților. Practic și în acest caz tendița este aceeași, și anume cea de separare a depresiunii de munte.

Cele menționate constituie suficiente argumente, în favoarea unei evoluții complexe și îndelungate a reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, începând de la ultima exondare și până în prezent. Cu toate că inițial fragmentarea suprafeței primordiale a depresiunii a avut loc la contactul cu muntele, ulterior prin dezvoltarea rețelei hidrografice, noile suprafețe de teren apărute de sub apele mărilor erau și ele fragmentate și compartimentate. S-a ajuns astfel la actuala fizionomie și etajare a formelor de relief începând de la albie, lunci și terase, până la versanți și interfluvii.

CAPITOLUL 5

PROCESELE GEOMORFOLOGICE DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

La fel ca în alte teritorii, și în Depresiunea Transilvaniei, procesele geomorfologice reprezintă formele concrete de manifestare a agenților geomorfologici, stând practic la baza fenomenului de geneză a reliefului.

Formele de relief generate fixează prin particularitățile lor, în peisajul oricărui teritoriu, tipul și caracterul proceselor geomorfologice, în desfășurarea lor cronologică. Această afirmație este valabilă și pentru spațiul depresionar, unde o dată cu exondarea câmpului de lucru, de sub apele mărilor, îndeosebi pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului și Holocenului, agenții și procesele geomorfologice au suferit variații semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice și a intervenției antropice.

În Depresiunea Transilvaniei, o dată inițiată dezvoltarea reliefului ea a continuat cu agenți, procese și mecanisme noi, dar pe vechile tipare, ale formelor rămase de la condiții de modelare diferite, mai vechi. Numai treptat s-a ajuns ca noile procese să-și imprime propriile direcții de lucru, fapt care a determinat ca formele de relief vechi, să fie supuse unei acțiuni de adaptare prin transformare (Mac, 1972), în funcție de starea calitativă a noului domeniu de modelare.

Prin urmare, relieful din depresiune este pe de o parte rezultatul manifestării proceselor geomorfologice actuale, iar pe de alta a celor din Pleistocen și de la începutul Holocenului (cu referire principală la cele periglaciare).

5.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE

Ele sunt cele care se manifestă sub auspiciile actualelor condiții și stări geomorfologice.

Diferențele de manifestare a proceselor, înregistrate între subunitățile morfostructurale ale depresiunii, își au originea în condițiile potențiale diverse, pe care le oferă substratul, la care se adaugă varietatea factorilor declanșatori (structura, litologia, relieful existent, clima, solul, vegetația, activitatea antropică etc.).

Dintre procesele geomorfologice, care în actualele condiții își aduc aportul la formarea și evoluția formelor de relief, din spațiul depresionar, se remarcă: procesele de albie, procesele de versant, procesele carstice, procesele asociate vulcanilor noroioși și procesele geomorfologice antropice.

5.1.1. Procesele de albie

Ele sunt influențate de existența unui climat temperat continental, în care un rol principal îl au precipitațiile cu caracter torențial. Înseamnă că regimul scurgerii are două perioade de maxim: una nivopluvială primăvara și alta pluvială (vara).

În aceste condiții climatice, la baza modelării fluviale stau procesele de eroziune, transport și acumulare. Cele trei procese nu se manifestă izolat, ci concomitent în cadrul unei albiei, cu predominarea relativă a unuia sau a altuia, în funcție de caracterul sectorului de râu la care ne referim. Înseamnă că formarea reliefului fluvial are la bază relațiile care există între cele trei procese.

Inițial apa, prin acțiunea ei de eroziune, desprinde materiale solide, pe care le distribuie apoi prin procesele de transport și acumulare. Conlucrarea dintre eroziune, transport și acumulare se realizează pe baza energiei pe care râul o are, datorită poziției sale deasupra nivelului de bază. Cantitatea de energie disponibilă, pentru prelucrarea albiei, variază nu numai în raport cu masa de apă și panta terenului, ci și cu particularitățile substratului: tipul rocilor, gradul de coezivitate al particulelor, coeficientul de rugozitate al albiei, stabilitatea malurilor etc. (Mac, 1986).

Eroziunea fluvială este procesul rezultat în urma interacțiunii apei curgătoare cu patul și malurile albiei. Procesul de eroziune, departe de a fi unul simplu, diferă de la un râu la altul sau chiar în cadrul aceluiași râu, pe diferitele sale sectoare. Diferențele sunt introduse de variabilele implicate: substrat, pantă, dimensiunea și forma albiei, sedimentele din albie, hidraulica curgerii, încărcătura cu aluviuni și timpul (Mac, 1986).

Se manifestă prin intermediul următoarelor mecanisme: impact direct prin intermediul masei de apă aflate în mișcare; dragare sau fărâmițare prin intermediul sedimentelor aflate în curentul de apă; umectare și îmbibare cu apă, care slăbește legăturile dintre elementele constitutive, a rocilor în care este săpată albia.

Procesele de eroziune care au loc în cadrul albiilor se manifestă atât la nivelul malurilor (eroziune laterală), cât și al paturilor aluviale (eroziune în adâncime sau pe verticală). La acestea se adaugă eroziunea regresivă, denumită și remontantă, care se propagă dinspre nivelul de bază spre izvor.

Eroziunea în adâncime este realizată de către curentul de apă împreună cu sedimentele pe care le transportă. Aceasta se observă foarte bine după trecerea viiturilor, când din talveg sunt îndepărtate materialele mai vechi, prelucrate fluvial, și sunt aduse în câmpul eroziunii, alte orizonturi din roca în loc, mai ales dacă ea este friabilă. Rezultatul eroziunii verticale sunt văile adânci, cu profil în V, așa cum sunt cele de ordinul 1 sau 2 (în sistemul Horton-Strahler), care atacă versanții din Depresiunea Transilvaniei.

Eroziunea în adâncime este specifică mai ales în cuprinsul sectoarelor de vale cu aspect de defileu sau de vale îngustă, precum și în sectoarele obsecvente ale văilor. Se remarcă în acest sens următoarele sectoare: Someșul (sectorul Dej - Jibou), Someșul Mare (sectorul Beclean - Coldău), Someșul Mic (Gilău - Apahida), Mureșul (sectorul Decea - Aiud), Târnava Mică (sectorul Petrisat - Blaj), Târnava Mare (sectoarele Aluniș – Cristurul Secuiesc și Albești - Sighișoara), Hârtibaciu (sectorul Cașolț - Mohu) etc. Mai trebuie precizat că, eroziunea în adâncime nu lipsește nici pe celelalte tipuri de sectoare, în condițiile în care adaptarea la nivelul de bază este în desfășurare, doar că ea nu este una predominantă. Tot în această categorie se înscriu și afluenții de ordinul 1 și 2 (în sistemul Horton-Strahler), care evoluând de cele mai multe ori pe suprafața sau în detrimentul versanților, se află într-un proces continuu de adâncire, îndeosebi în perioadele când înregistrează scurgere la nivelul albiilor.

Eroziunea laterală fiind rezultatul deplasării apei spre maluri, se poate produce simultan fie la ambele, fie doar la unul dintre ele, în funcție de tipul albiei. Ea este influențată de cea verticală, îndeosebi pe sectoarele în care cea din urmă nu se poate desfășura, datorită unui substrat rezistent, caz în care energia disponibilă a râului se consumă prin erodarea malurilor.

Cauzele eroziunii laterale sunt variate: prezența unor alpii în roci friabile, creșterea cantității de aluviuni în alpii, maluri cu rezistența scăzută la eroziune, variații ale nivelul pânzei freatice etc. De asemenea, eroziunea laterală este dependentă de forța râului, de viteză și debit, toate acestea conducând la lărgirea albiei.

Eroziunea laterală este caracteristică majorității râurilor, dar îndeosebi celor care meandreează, la al căror mal concav este mai intensă. Dintre râurile meandrate se remarcă: Someșul (sectorul Gâlgău - Răstoci), Someșul Mare (sectorul Coldău - Dej), Someșul Mic (Răscruci - Dej), Mureșul (sectoarele Târgu Mureș – Luduș și Aiud – Vințu de Jos), Târnava Mică (sectorul Cetatea de Baltă - Sâncel), Târnava Mare (sectoarele Dumbrăveni – Mediaș și Micăsasa - Blaj), Hârtibaciu (sectorul Nocrich - Cornățel), Oltul (sectorul Hoghiz - Făgăraș), Secașul Mare (sectorul Cunța - Cut), Șieul (Sectorul Sărățel - Cociu).

Prin eroziune laterală are loc migrarea meandrelor, în cadrul culoarului de meandrare, și formarea unei morfologii specifice, așa cum se întâmplă în urma autocaptărilor de meandru.

Eroziunea regresivă este strâns legată de diferența de nivel, care se înregistrează pe profil longitudinal. Astfel, cu cât valoarea ei este mai mare, între izvor și vărsare, iar distanța dintre ele mai redusă, cu atât eroziunea regresivă va fi mai intensă. Ea se manifestă îndeosebi la praguri și microcascade, unde vârtejurile formează surplombe, care vor determina surpări în albie. Cu timpul pragurile se estompează, ajung la stadiul de repezișuri, se retrag și migrează spre amonte.

O formă tipică de manifestare, a eroziunii regresive, se petrece la obârșia văilor. Pe versanții acestora, sub efectul mecanic al apei, are loc extinderea bazinelor hidrografice și modificarea în timp a poziției cumpenei de apă, favorizând procesele de captare fluvială (Ielenicz, 2005). De asemenea, este specifică în albiile ravenelor, torenților și a râurilor de ordinul 1, în sistemul Horton-Strahler, existente pe versanți.

Propagarea eroziunii regresive, dinspre nivelul de bază spre sectorul superior, determină pe de o parte adâncirea albiei, favorizând eroziunea pe verticală, iar pe de alta contribuie la lărgirea ei, prin procese de surpare a malurilor, facilitând deci, eroziunea laterală.

Transportul aluviunilor se înscrie în procesul general de morfogeneză și în tendința permanentă a râurilor spre echilibru (Ichim et al., 1989). Mișcarea sedimentelor din albie este rezultatul presiunii exercitate de apa curgătoare asupra patului aluvial și a malurilor. Dintre variabilele care influențează considerabil transportul fluvial, în albiile râurilor din depresiune, se remarcă două, considerate fundamentale: viteza curgerii și materialul albiei (Mac, 1986).

Și în acest caz, transportul face legătura între eroziune și acumulare, fiind cel care realizează distribuția sedimentelor în profilul albiei. Procesul de transport se realizează sub următoarele forme: transport de fund, în suspensie și în soluție.

Cantitatea materialelor transportate depinde mult de tipul rocilor și de caracteristicile suprafeței bazinului hidrografic. Cele mai mari cantități de materiale în soluție, le transportă râurile transilvane care drenează suprafețe ce au substratul alcătuit din roci friabile, de tipul marnelor argilelor, nisipurilor etc., care nu sunt acoperite de soluri sau de vegetație, cu rol de protecție contra eroziunii.

Acumularea fluvială începe din momentul în care, pe întreaga secțiune a albiei, regimul hidrologic și hidraulic al curgerii debitului lichid, determină gradual descreșterea forței hidrodinamice de antrenare sau creșterea forțelor de rezistență (Ichim et al., 1989). Astfel, aluviunile din râuri se depun, în momentul în care energia curentului de apă, nu mai este suficientă pentru a le transporta. Rezultă acumulări de sedimente diferențiate granulometric, în funcție de condițiile în care are loc depunerea. Întâi se stabilizează materialele mai groasere transportate prin târâre pe patul aluvial, urmate de cele mai fine transportate în suspensie.

Urmărite în secțiune transversală sedimentele mai groasere se depun în cadrul albiei minore, în timp ce în albia majoră și în luncă are loc acumularea celor mai fine.

Formele de relief rezultate, în urma acumulării sedimentelor din albie, oferă informații despre tipul de regim al râului și condițiile de mediu în care evoluează în prezent și în care a evoluat în trecut.

În Depresiunea Transilvaniei, procesele de acumulare fluvială sunt evidente pe sectoarele de încetinire a vitezei de curgere a apei, condiții în care are loc depunerea sedimentelor transportate. Dintre formele de acumulare, care se generează

pe această cale, se remarcă: reniile, ostroavele, grindurile marginale, depozitele de pat aluvial, conurile de dejecție etc. Astfel de forme sunt specifice râurilor principale: Someșe, Mureș, Târnave, Olt etc., precum și afluenților.

Procesele geomorfologice, care au loc în albiile râurilor și pe suprafața luncilor, sunt direct influențate de către: debit, panta albiei și a luncii, forma și dimensiunile albiei minore, intervenția antropică etc. Procesele din lunci, de obicei reduse, au amploare mai mare în timpul inundațiilor. Tot în cadrul luncilor se remarcă procesul de colmatare a meandrelor și a brațelor părăsite (Josan, 1979).

Aceste procese sunt influențate și de activitățile componentei antropice, care a intervenit atât prin amenajări, la nivelul secțiunii transversale a albiei, așa cum se întâmplă pe majoritatea râurilor principale, cât și prin amenajări hidrotehnice, îndeosebi ale râurilor care vin din spațiul montan (Someșul Mic, Sebeș, Olt etc.).

5.1.2. Procesele de versant

Cu toate că versanții reprezintă suprafețe înclinate, rezultate în urma adâncirii râurilor, s-a ajuns, ca după o evoluție îndelungată, cei din depresiune să ofere un câmp independent (Mac, 1972), pentru desfășurarea proceselor geomorfologice, comparativ cu ce se întâmplă în prezent la nivelul actualelor albi. Un astfel de raport este posibil prin interpunerea, între versant și albie, a unor suprafețe tampon de tipul luncilor, teraselor sau glacisurilor. Acesta este unul dintre motivele pentru care procesele ce se desfășoară pe suprafața versanților (scurgerea apei și deplasarea în masă) sunt tratate separat.

Procesele de versant din depresiune se derulează cu o anumită intensitate și sub o gamă variată de forme, în funcție de: gradul de fragmentare a reliefului, alternanța formațiunilor permeabile și impermeabile, înclinarea generală a depozitelor, declivitate, apariția la zi a unor orizonturi masive de calcare, tufuri, gresii, conglomerate etc. (Savu, 1963), modul de utilizare a terenurilor, condițiile climatice etc.

La nivelul versanților, procesele geomorfologice actuale reprezintă de fapt o continuare a modelării din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului, realizată prin mecanisme asemănătoare, dar la parametrii specifici actualului mediu morfogenetic. Cu toate că în cazul versanților este vorba de o continuare a morfodinamicii anterioare, nu înseamnă că sunt întrunite condiții pentru geneza acelorași forme de relief sau chiar dacă aceasta se întâmplă, ele nu mai au aceleași dimensiuni. Există în acest sens două categorii de versanți.

În prima se înscriu cei la nivelul cărora modelarea actuală, prin intermediul proceselor de scurgere a apei pe versant sau de deplasare în masă, o continuă pe cea din Pleistocenul superior și Holocen, prin intermediul acelorași procese și forme (scurgerea apei, ravene, torenți, alunecări de teren etc.), dar la intensități și

dimensiuni mai reduse. Din multitudinea de versanți din depresiune care se încadrează acestei categorii se remarcă: versantul drept al Târnavei între Tiur și Obreja, versantul drept al Văii Cergăului la Cergău Mare etc. (Roșian, 2011).

A doua categorie este specifică versanților în cuprinsul cărora morfodinamica actuală o continuă pe cea anterioară, dar fără să mai fie întrunite condiții pentru geneza acelorași forme de relief (alunecări de tip glimee, văi de deraziune, amfiteatre de deraziune, forme de solifluxiune etc.) ele fiind doar remodelate de către procesele actuale.

5.1.2.1. Procesele de scurgere a apei pe versant

Considerată unul dintre cei mai importanți agenți de modelare, apa își începe activitatea sculpturală, asupra rocilor și structurilor, din momentul în care cade din atmosferă, sub formă de picături de ploaie (Rădoane et al., 2001). O dată ajunsă pe substrat ea alimentează scurgerea, care prin intermediul proceselor specifice, generează forme de relief variate.

Precipitațiile care cad pe versanții din depresiune, urmează apoi diverse căi: se evaporă, se scurg pe linia de cea mai mare pantă, se stochează sau se infiltrează. Cu excepția versanților alcătuiți din roci impermeabile, cea mai mare parte a apei care se infiltrează va percola, până la nivelul apelor freatice sau va migra lateral prin versant, mai mult sau mai puțin paralel cu suprafața acestuia.

Scurgerea a apei provenită din precipitații pe versanți, contribuie la modelarea lor prin intermediul unor procese care implică desprinderea materialelor, transportul și depunerea lor; manifestarea acestora determină forme de relief tipice.

Urmărirea acțiunii hidro dinamice a apei pe versant, evidențiază că ea se realizează în trei modalități diferite, între care există o strânsă legătură: pluviodenudare (picături de ploaie), denudarea peliculară (curenți peliculari) și scurgerea prin curenți concentrați.

A. Pluviodenudarea

Interacțiunea picăturilor de ploaie și a grindinei cu terenul și efectul acesteia reprezintă pluviodenudarea. Picăturile de ploaie la nivelul substratului realizează două feluri de acțiuni: izbire-împrășcare (splash) și spălare (wash) (Mac, 1986).

Pluviodenudarea începe cu izbirea substratului de către picăturile de ploaie, se continuă cu desfacerea agregatelor, pentru ca apoi să aibă loc împrășcarea materialului și depunerea lui în pelicula de apă, care se formează pe suprafața terenului.

Acțiunea picăturilor de ploaie este condiționată de o serie de factori dintre care se remarcă: roca, panta, vegetația, climatul (cel care favorizează ploile torențiale), utilizarea terenurilor etc.

În urma interacțiunii picăturilor cu substratul, cel mai afectat este solul și rocile friabile, când acestea se află expuse. În urma impactului picăturilor de ploaie, din sol se desprind particule fine, care sunt împrăștiate în toate direcțiile. Picăturile de ploaie, care cad ulterior, le reiau și le izbesc din nou. Desfășurarea procesului duce la desprinderea continuă din sol a altor particule, concomitent cu prelucrarea celor mobilizate deja, conducând la formarea unei pelicule de material afânat, care pe măsură ce ploaia continuă, ajung să fie deplasate conform pantei. Un astfel de transport este limitat pe terenurile cvasiorizontale, dar devine eficace pe cele înclinate, unde are loc un transfer lent, spre partea inferioară a formelor de relief; pe terenurile cu valori mari ale pantei deplasarea particulelor se face pe distanțe mai mari spre aval, comparativ cu cele cvasiorizontale sau puțin înclinate.

Pluviodenudarea se manifestă pe aproape toate suprafețele cu înclinări mai mari de 2 – 3°, lipsite de un înveliș vegetal suficient de consistent. De exemplu, la o pantă de 9° materialul aruncat spre aval este de aproximativ trei ori mai abundent, decât cel aruncat spre amonte (Tufescu, 1966b).

Efectul morfogenetic al lovirii substratului, de către picăturile de ploaie, are cea mai mare eficiență în lunile de primăvară și vară, când au loc cele mai multe ploi torențiale, ale căror apă cade pe un substrat lipsit de un covor vegetal dezvoltat.

Cu toate că în urma pluviodenudării nu rezultă forme de relief vizibile, efectul modelator asupra terenurilor nu trebuie ignorat, deoarece pe de o parte este vorba de o cantitate mare de material îndepărtat și mobilizat, iar pe de alta de durata și efectul procesului.

Manifestarea îndelungată a pluviodenudării este evidențiată și de aspectul rotunjit al martorilor de eroziune de pe interfluvii. Susceptibilitate deosebită au terenurile al căror substrat este alcătuit din nisipuri și gresii, în lipsa unui covor vegetal și edafic consistent.

Cele mai afectate suprafețe de pluviodenudare, se înregistrează în unitățile morfostructurale din depresiune (Câmpia Transilvaniei, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Târnaviei Mici, Podișul Secașelor, culoarele principalelor văi etc.), în care utilizarea terenurilor este predominat agricolă (arabil, vii, livezi, pajiști afectate de suprapășunat etc.

B. Denudarea peliculară

Ea este realizată de scurgerea neconcentrată a apei, exercitată pelicular pe suprafața versanților sau a altor forme de relief înclinate. Mișcarea apei sub formă peliculară, determină desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ și

transportul lor spre partea inferioară a versantului, unde fie se acumulează, fie sunt preluate râuri.

Stratul de apă, care se scurge pe suprafețele înclinate, devine mai gros cu distanța, sporindu-și capacitatea de evacuare (Horton, 1945). Autorul citat menționează că, forma profilului versantului, grosimea stratului pelicular și forțele de curgere a apei sunt determinate de șase variabile: intensitatea precipitațiilor, capacitatea de infiltrare a apei în sol, lungimea scurgerii peliculare, panta, asperitatea suprafeței terenului și regimul scurgerii.

Materialele desprinse din versant sunt transportate atât prin târâre, cât și în suspensie. Dacă se depun la baza versantului ele pot acoperii, sub forma unei pelicule sau cuverturi subțiri, vegetația ierboasă.

În Depresiunea Transilvaniei, denudarea peliculară este influențată de climă, vegetație, declivitate, relief, litologie și de acțiunea componentei antropice, cu deosebire pe terenurile defrișate, deștelenite și prelucrate agricol. Se remarcă în aceleași unități morfostructurale, care sunt afectate și de pluviudenudare, pe a cărei acțiune, denudarea peliculară o continuă: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor etc. Și în acest caz, efectul procesului are cea mai mare eficiență în lunile de primăvară și vară, când au loc cele mai multe ploi torențiale, în condițiile în care apa se scurge pe un substrat lipsit de un covor vegetal dezvoltat.

Denudarea peliculară, cu toate că este un proces care nu se manifestă spectaculos în timp scurt, motiv pentru care de multe ori nu este măsurat și calculat, are consecințe dintre cele mai negative, pe termen lung, asupra orizonturilor solului, contribuind la îndepărtarea acestora. Rezultatul principal al acestui proces constă în scăderea continuă a fertilității, cu toate efectele inerente. Tocmai de aceea trebuie recurs la măsuri care să prevină ajungerea în asemenea situații.

C. Scurgerea prin curenți concentrați

În situația în care precipitațiile continuă, iar capacitatea de infiltrare scade, se ajunge la concentrarea apei în șiroaie elementare, de tipul rigolelor și ogașelor, pentru ca apoi, în măsura în care ele evoluează, să se ajungă la drenarea apei prin albii permanente, de tipul ravenelor și torenților; acestea din urmă sunt cele mai reprezentative forme de relief generate în urma scurgerii concentrate, alcătuind împreună formațiunea de modelarea torențială.

Faptul că ele nu se întâlnesc pe toate suprafețele înclinate, de tipul versanților transilvani, înseamnă că la geneza lor concură mai mulți factori, dintre care se remarcă cei litologici (care în aceleași condiții pot favoriza alte procese geomorfologice, cum ar fi alunecările de teren), morfologici (relief preexistent), pedologici (tipuri de sol), climatici (condiții pentru precipitații torențiale, cu

intensități care variază în timp scurt) și antropici (defrișări, deșteleniri, utilizarea agricolă a versanților cu valori mari ale înclinării, distrugerea vegetației prin pășunat excesiv etc.). De cele mai multe ori în teren, pe fondul unui factor dominant, are loc asocierea unora secundari, fapt care conduce la un mediu favorabil inițierii și evoluției acestor procese și a formelor de relief care le însoțesc.

Modul de manifestare a scurgerii prin curenți concentrați și formele de relief generate, exprimă cel mai bine influența climatului actual în morfogenează, pe fondul unei maniere specifice de utilizare a terenurilor.

De cele mai multe ori, inițierea acestor procese se leagă de prezența unor diferențe de nivel, cum sunt de pildă cele de la contactul dintre diversele unități morfologice și funcționale ale versanților.

În depresiune, procesele de scurgere a apei, prin curenți concentrați pe versanți, se manifestă în următoarele unități morfostructurale: Podișul Someșan (Bilașco et al., 2009; Covaciu et al., 2010), Câmpia Transilvaniei, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Apold, Depresiunea Hășdate-Vlaha, Depresiunea Almaș-Agrij etc.; la acestea se adaugă Frontul de cuestă Nord-Făgărașan și versanții din principalele culoare de vale.

Modelarea versanților prin intermediul ravenelor și torenților, determină în unele cazuri activarea proceselor de deplasare în masă, ceea ce determină o modelare complexă a acestora prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), alcătuit din eroziune în adâncime, prin formațiunea de modelare torențială, și eroziune în suprafață, prin deplasarea în masă.

5.1.2.2. Procesele de deplasare în masă

În Depresiunea Transilvaniei, procesele de deplasare în masă afectează atât materialele pregătite deja, de către alte procese geomorfologice, dar de cele mai multe ori are loc dislocarea și deplasarea rocilor aflate in situ, așa cum este în cazul argilelor și marnelor. Acestea din urmă, în procesul deplasării, antrenează și formațiunile acoperitoare, cum ar fi solul sau diverse elemente antropice (construcții, căi de comunicații, stâlpi de transport al energiei electrice sau de telecomunicații etc.).

Deplasările în masă sunt favorizate de numeroși factori, dintre care se remarcă următorii:

- declivitatea - în funcție de valoarea acesteia va fi modul și viteza de deplasare a materialelor pe versant, cu precizarea că sunt și situații în care, cu toate că panta este una favorabilă deplasărilor în masă, procesul nu are loc; variabila care face diferența este gradul de coeziune al rocilor.

- constituția terenurilor - are implicații atât prin alcătuire litologică, structură, coeziune, grad de fisurație (Maloș, 2011), cât și prin comportarea față de îngheț-

dezgheț, variații de temperatură peste 0 °C, umezire-uscare etc.; în consecință terenurile care au în compoziție argile și marne, vor fi mult mai susceptibile la deplasări în masă decât cele alcătuite din gresii și conglomerate;

- greutatea maselor susceptibile la deplasări pe versant – reprezintă variabila ce introduce diferențieri semnificative în procesul de deplasare; creșterea greutateii are loc prin umezire cu apă, supraîncărcare cu zăpadă, prin aport de materiale de la partea superioară, precum și datorită activităților antropice;

- ritmicitatea proceselor naturale – are mai degrabă valoare de factor general, al cărui manifestare discretă facilitează declanșarea mișcărilor în masă; se remarcă în acest sens alternanța anotimpurilor secetoase cu cele ploioase, îngheț-dezghețul, precipitarea unor soluții etc.;

- activitățile antropice - influențează semnificativ stabilitatea terenurilor; dintre cele care favorizează deplasările în masă se remarcă: defrișările, destelenirile, decopertarea terenurilor, aratul terenurilor, pășunatul excesiv, exploatarea resurselor minerale, exploziile din zonele de conflict militar, realizarea lacurilor de acumulare, a construcțiilor, transportul mărfurilor și a persoanelor de-a lungul căilor de comunicații etc.

Realizarea unei clasificări a deplasărilor în masă, care au loc în Depresiunea Transilvaniei, se poate realiza pornind de la starea materialelor susceptibile la acest proces: solidă (au loc mișcări de cădere), semisolidă (se produc tasări), plastică (alunecări de teren) și de curgere (curgeri noroioase). Trecherile de la o stare la alta sunt mijlocite de limita tasării, plasticității și limita curgerii.

Considerând aceste stări și limitele care le separă, deplasările în masă pot fi clasificate astfel: deplasări prin cădere (rostogolirile și surpările), deplasări prin tasare, deplasări prin sufoziune, deplasări prin alunecare (alunecările de teren) și deplasări prin curgere (curgerile noroioase și pseudosolifluxiunea), la care se adaugă deplasările de teren complexe (creep, deraziune), ca rezultat al combinării celor menționate anterior.

A. Procesele de deplasare prin cădere

Ele mai sunt cunoscute și sub denumirea de procese gravitaționale; se referă îndeosebi la: rostogoliri, surpări și prăbușiri.

Rostogolirile, considerate procese gravitaționale ce au loc în condițiile pierderii echilibrului materialelor, susceptibile la deplasări individuale, se produc pe versanți cu declivitatea mai mare de 15°. Ele sunt însă foarte active, când valoarea pantei se menține în jur de 40 – 45°, iar substratul este alcătuit din roci coezive și lipsit de o vegetație protectoare.

Sfărâmăturile de roci, care datorită gravitației se pun în mișcare, se rostogolesc apoi cu viteză accelerată, spre partea inferioară a versantului, unde se

opresc pe suprafețe orizontale sau cvasiorizontale. Rostogolirea sfărâmăturilor de rocă nu are loc uniform pe versant, blocurile mari ajungând prin salturi mai departe, pe când cele mai reduse ca dimensiune, se localizează la o distanță mai mică de locul desprinderii. Rocile o dată localizate, la partea inferioară a versantului, se consolidează și formează grohotișurile sau tăpșanele de pietre.

Astfel de procese sunt specifice îndeosebi în Podișul Someșan, întâlnindu-se destul de rar în celelalte unități morfostructurale ale depresiunii.

Surpările sunt căderi bruște de materiale, care se produc când panta limită a fost depășită de o anumită greutate, datorită dislocării suportului inițial (Mac, 1986). Cauzele care stau la baza producerii lor sunt numeroase, iar dintre ele se remarcă: subminarea malurilor și a versanților de către râuri; activități antropice care presupun lucrări de excavare, pentru construirea căilor de comunicații.

Procesul este specific rocilor cu o coezivitate redusă, favorabile mecanismelor de întindere și forfecare, cum sunt marnele, argilele și scoarțele de meteorizație, dar nu sunt excluse nici în rocile mai rezistente (Mac, 1986).

În urma proceselor de surpare rezultă forme de relief caracteristice cum sunt: cornișele de desprindere (au aspect de pereți aproape verticali), depozitul de surpare (se formează la baza cornișelor de desprindere, unde elementele se depun sortate în funcție de dimensiune, cele mai mari fiind localizate la baza abruptului, iar cele mai mărunte spre periferie), terase de surpare (se formează la nivelul cornișei de desprindere, ca rezultat al repetării procesului; se conservă bine pe roci mai consistente). Sunt tipice atât pentru Podișul Someșan, cât și pentru versanții din celelalte unități morfostructurale ale depresiunii, care au fost subminați de râuri sau la baza cărora s-au desfășurat activități antropice, de tipul excavărilor de materiale.

Prăbușirile sunt procese care se manifestă printr-o deplasare bruscă, sub formă de cădere liberă, atât a particulelor individuale, cât și a materialelor de tipul blocurilor, care alcătuiesc tavanul golurilor subterane. În Depresiunea Transilvaniei acestea s-au format în urma proceselor de dizolvare a unor roci (calcare, sare etc.), prin transportul particulelor individuale de către apele subterane (în roci poroase), prin activități antropice cum sunt cele de minerit în subteran, prin pompări de ape din subteran (reducând presiunea din substrat), prin săparea de tuneluri pentru căi de comunicații etc.

O dată formate aceste goluri, cauzele principale care determină prăbușirea sunt: vibrațiile - datorită undelor seismice, exploziilor, traficului; supraîncărcările - generate de stagnarea apei, depozitarea unor materiale de către componenta antropică etc.

În depresiune prăbușirile sunt asociate reliefului carstic din Podișul Someșan și exploatărilor de sare de la Ocna Dejului, Ocna Mureș etc.

B. Procesele de tasare și sufoziune

Cu toate că nici **tasarea** (mișcarea lentă care determină comprimarea și îndesarea rocilor, care intră în alcătuirea substratului) și nici **sufoziunea** (procesul de antrenare a particulelor fine, din depozitele afânate sau poroase, de către apa care circulă prin ele) nu reprezintă procese specifice pentru Depresiunea Transilvaniei, ele manifestă pe alocuri, pe depozitele argilo-nisipoase din Masivul Feleacului (Pânzaru și Mac, 1973) sau pe cele care conțin și loess (Posea et al., 1974), fără a genera forme de relief specifice de tipul crovurilor, găvanelor, padinelor sau aparatelor sufozionale. Excepție fac poate cele de la Râpa Roșie (fig. 5. 1 și 5. 2), unde se înregistrează procese incipiente de sufoziune (Trufaș, 1962).

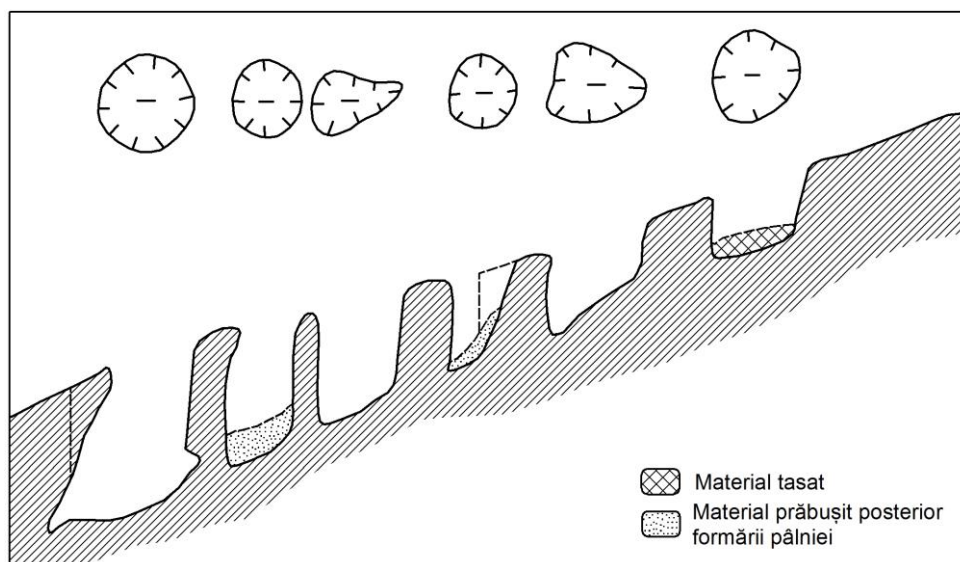


Fig. 5. 1. Însiruire de pâlnii sufozionale; sus reprezentare în plan, iar jos reprezentare în profil longitudinal (Trufaș, 1962, p. 38)

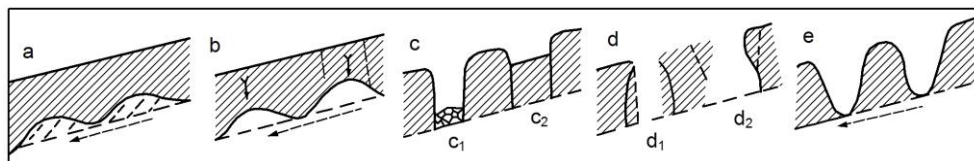


Fig. 5. 2. Formarea pâlniilor sufozionale la Râpa Roșie; a – apa infiltrată acționează asupra cimentului rocii prin coroziune și transportă particulele din zona decrepitată (hașurat cu linie întreruptă); b – formarea golului subteran și acțiunea presiunii litostatice; c – formarea pâlniei prin prăbușirea materialului în golul creat (c₁), sau tasare pe măsura sufoziunii (c₂); d – lărgirea pâlniei prin prăbușirea pereților (d₁ și d₂); e – evoluția pâlniei prin șiroire; săgeata întreruptă indică direcția de curgere a apei subterane (Trufaș, 1962, p. 38)

C. Alunecările de teren

Aceste procese se caracterizează prin deplasarea materialelor de-a lungul unei suprafețe, care poate fi delimitată sub forma unui pat de alunecare, gros doar de câțiva centimetri.

Dintre cauzele care determină producerea alunecărilor de teren în Depresiunea Transilvaniei se remarcă:

- relieful preexistent - influențează prin pantă, tip genetic și prin dinamica de ansamblu;

- depozitele geologice - în care există argile sau marne, îndeplinesc rol de pat de alunecare, fie pentru ele, fie pentru alte tipuri de depozite de la partea superioară. Depozitele susceptibile la alunecare sunt cele moi, impermeabile, puțin coezive, bogate în coloizi și afectate de fisuri, așa cum sunt cele care au în componență argile și marne (Roșian et al., 2017). Alături de ele sunt favorabile și formațiunile nisipoase, grezoase, șistoase, dar care le au în componență pe acestea, dispuse în alternanță de straturi, care au rol de pat de alunecare;

- structura terenurilor - este favorabilă când fețele straturilor au aceeași înclinare cu cea a versantului, condiții în care ele pot servi ca pat de alunecare;

- infiltrarea apei - cea care determină umezirea parțială sau totală a masei care alunecă. Pentru producerea alunecărilor de teren este esențial ca umezirea să fie puternică, la nivelului stratului care va funcționa ca pat de alunecare. Apa poate provenii din precipitații, izvoare de strat sau din pânza freatică;

- climatul din depresiune - este unul favorabil producerii alunecărilor de teren, deoarece este caracterizat de alternanța unor sezoane secetoase, când se produc crăpături în substrat, cu sezoane mai umede, când apa pătrunde în exces de-a lungul crăpăturilor, până la straturile care vor funcționa ca paturi de alunecare. De asemenea, actualele condiții climatice sunt favorabile proceselor de îngheț-dezgheț, care se producându-se în anotimpul rece și în cele de tranziție au influență directă asupra maselor susceptibile la alunecare prin dilatări și contractări; acestea determină lărgirea fisurilor și formarea altora noi, reducându-le astfel coeziunea.

- eroziunea râurilor - poate menține o stare de instabilitate la nivelul versanților, prin subminarea bazei acestora;

- defrișările - conduc la creșterea cantității de apă care ajunge pe substrat, favorizând astfel infiltrarea. Trebuie reținut că pădurea are atât un rol de stabilizare a terenurilor, dar și supraîncărcare a acestora cu masă lemnoasă, fapt care poate declanșa alunecări de teren.

Pe fondul condițiilor oferite de substrat și al cauzelor complexe care le mijlocesc, alunecările de teren din Depresiunea Transilvaniei, sub aspectul formei

corpurilor de alunecare, sunt de mai multe tipuri: alunecări în brazde, alunecări lenticulare, alunecări de tip curgere etc.

În Depresiunea Transilvaniei alunecările de teren se întâlnesc pe versanții majorității unităților morfostructurale, îndeosebi acolo unde terenurile sunt utilizate agricol.

D. Procesele de deplasare prin curgere

Curgerile noroioase se formează în urma înmuierii cu apă, până la suprasaturare, a unor materiale impermeabile, dar avide de apă, așa cum sunt argilele. Alături de această condiție mai este necesară existența unor excavații sau a unor crăpături, la partea superioară a terenului, care să favorizeze acumularea apelor provenite din precipitații și ajungerea lor în profunzime (Mac, 1976). De asemenea, panta de curgere trebuie să fie accentuată ($15 - 20^\circ$), vegetația să fie rară, precipitațiile să fie însemnate cantitativ și de durată.

Deplasarea materialelor, suprasaturate cu apă, se face relativ rapid, antrenând și resturi de altă natură, cum ar fi material lemnos și alte resturi de vegetație.

Curgerile noroioase sunt frecvente în Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Podișul Hârtibaciului etc. și se produc de obicei primăvara, când substratul este supraumectat cu apa provenită de la topirea zăpezilor și din ploile de durată.

Pseudosolifluxiunea, ca proces geomorfologic în Depresiunea Transilvaniei, este oarecum similar cu cel produs în condiții de teren înghețat, tot timpul anului, caracteristic domeniului de modelare periglaciara (unde deplasarea se face pe un substrat înghețat), doar că mișcarea se produce pe un substrat îmbibat cu apă. Suprafața versantului afectat de solifluxiune se prezintă sub forma unor discontinuități a învelișului ierbos, cu aspect de brazde. Procesul este specific în Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt etc.

E. Procesele de tip creep sau creeping

Acestea reprezintă deplasări independente, unele de altele, ale particulelor fine care intră în alcătuirea substratului, proces ce conduce în final la o redistribuire a materialelor. Mișcarea lentă a particulelor constitutive depinde, în fiecare moment și la fiecare particulă, de circumstanțele locale și întâmplătoare, neexistând niciodată cumulare de viteză și, deci, accelerarea mișcării, motiv pentru care, o dată deplasate individual, particulele se și opresc imediat (Mac, 1986).

Cauzele acestui proces complex sunt multiple: variațiile termice, hidratarea, îngheț-dezghetul, capilaritatea, infiltrarea apei, creșterea rădăcinilor, activitatea viețuitoarelor din sol (Mac, 1986).

Deplasarea de tip creep este la modul general una lentă, ea fiind mai activă la suprafața terenului și mai atenuată în adâncime. Se întâlnește preponderent pe terenuri ușor înclinate, de obicei acoperite cu vegetație.

În urma creep-ului din depresiune, la suprafața terenului rezultă ondulări ale cuverturii vegetale, deformarea suprafețelor construite, înclinarea și curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor etc. Manifestarea acestui proces se observă cel mai bine în teritoriile construite și în cele ocupate cu pădure.

Se poate concluziona că, manifestarea tuturor proceselor de deplasare în masă este favorizată de prezența marelor și argilelor, în alternanță cu tufuri vulcanice, nisipuri sau conglomerate. La toate acestea se adaugă prezența unor straturi cutate, fie normal fie sub formă de cute diapire, domuri și brahianticlinale, pe flancurile cărora deplasarea este avantajată.

2.1.3. Procesele carstice

Dizolvarea rocilor și mineralelor, din componența substratului depresiunii, ocupă un loc care nu trebuie neglijat, chiar dacă are loc pe suprafețe restrânse.

Proprietatea unei substanțe de a se dizolva se numește solubilitate, iar lichidul în care are loc dizolvarea solvent. În cazul reliefului carstic solventul este apa. În funcție de această proprietate, rocile se împart în solubile și insolubile. Cum pentru formarea carstului interesează doar primele, caracteristicile lor vor fi detaliate în continuare. Rocile solubile se grupează în evaporite și carbonați (Bleahu, 1982). Din cadrul evaporitelor, cu efect carstic în depresiune se remarcă sarea, iar din cadrul carbonaților calcarul.

Pentru manifestarea proceselor carstice, atât pe calcare cât și pe alte roci solubile (de exemplu sarea) sunt necesare câteva condiții: prezența la suprafața topografică sau aproape de ea a rocilor solubile, de preferință calcare; rocile solubile să fie dense, puternic consolidate și puțin înclinate; să existe căi de atac care să fie utilizate de apă pentru a putea dizolva (condiția structurală); circulația apei trebuie să fie bună pentru a vehicula soluțiile și a asigura amestecul lor; văile, care drenează regiunea, trebuie să fie suficient adâncite în rocile solubile, fapt care favorizează drenajul subteran, care la rândul său favorizează dizolvarea; regimul precipitațiilor trebuie să fie unul moderat.

În urma interacțiunii apelor, încărcate cu bioxid de carbon și diverși acizi, cu rocile carstificabile, s-a format relieful carstic. În funcție modul de acțiune a apei, de aspectul formelor de relief, precum și de poziția față de suprafața terestră se poate deosebi exocarstul (reprezentat prin lapiezuri, doline, văi carstice, platouri

calcaroase, pereți verticali, martori de eroziune etc.) și endocarstul (peșteri și avene, împreună cu formele de relief de detaliu care le însoțesc).

Relieful carstic dezvoltat de calcare este specific anumitor subunități ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Clujului și Dejului), apoi părții estice a Masivului Feleacului, Podișului Pâniceni, Depresiuni Huedin, Depresiunii Almaș-Agrij și Depresiunii Lăpuș.

Alături de relieful carstic dezvoltat pe calcare, se remarcă și cel condiționat de prezența rocilor solubile, de tipul sării, care apare la zi îndeosebi în partea estică a depresiunii: Praid, Sovata, Gurghiu, Mărtiniș – Sânpaul, Mercheașa etc. Acestor locații li se adaugă și cele din partea vestică (Cojocna, Turda, Ocna Mureșului și Ocna Sibiului) și nordică (Figa, Sărățel etc.) a depresiunii.

Dintre factorii care au condiționat formarea carstului pe sare se remarcă: orizontalitatea inițială a terenurilor, la partea superioară a masivului de sare (poduri de terasă, pe suprafața cărora apa a putut să stagneze și să se infiltreze cu ușurință), grosimea mare a depozitului de sare, poziția înclinată a masivului de sare și a rocilor înconjurătoare, adâncirea suficientă a văilor (exemplu pârau Corund), spre care se drenează apele provenite din subteran și din precipitații (Mac, 1972).

Procesele carstice pe sare se desfășoară deosebit de rapid, comparativ cu cele pe calcare, datorită solubilității ridicate a acestei roci (Posea et al., 1974). Plasticitatea accentuată a sării și în consecință fisurarea redusă, nu permite manifestarea procesului la adâncimi mari, motiv pentru care, în majoritatea cazurilor, carstificarea afectează doar stratul superficial al masivului de sare (Posea et al., 1974). În urma proceselor de dizolvare au rezultat formele specifice, între care se remarcă: lapiezurile, dolinele, pâlniile și cuvele lacustre.

2.1.4. Procesele asociate vulcanilor noroioși

În teritoriile alcătuite din argile și marne, ce acoperă zăcămintele de gaz metan, aflate sub presiune, se formează, în funcție de particularitățile locale, vulcani noroioși.

Prezența lor, și a proceselor asociate, este strâns legată de existența fracturilor, care se întâlnesc îndeosebi în sectorul sud-vestic a Depresiunii Transilvaniei, acolo unde este prezentă structura situată între Aiud – Alba Iulia – Șeica Mare – Ghijasa de Sus (Ciupagea et al., 1970).

Dintre locurile unde se găsesc vulcani noroioși se remarcă următoarele: Măhăceni, Dumbrava, Aiud, Beța, Sâncel, Lupu, Cenade, Soroștin, Hașag, Loamneș, Ghijasa de Sus, Gușterița etc. Alături de cei menționați, aferenți structurii dintre Aiud și Ghijasa de Sus, ei se întâlnesc și în următoarele locații: Sărmășel, Pogăceaua, Șincal, Reghin, Sânger, Corund, Homorod, Făgăraș, Avrig, Saschiz, Țelina Apold, Șaeș etc. (Ciupagea et al., 1970).

Procesele care generează vulcanii noroioși sunt legate de emanațiile de gaze, care antrenează într-o mișcare ascendentă, apele de zăcământ cu noroiul sărat (Mac, 1972).

În funcție de intensitatea proceselor de migrare spre suprafață, a gazelor, apei și rocilor, aspectul vulcanilor diferă de la un loc la altul. De obicei, ei se prezintă sub forma unor terenuri mlăștinoase, a căror suprafață variază de la câțiva m² până la peste 50 – 60 m², caracterizate, în funcție de condițiile locale, și de prezența unor conuri cu diametru și înălțime de câțiva metri.

Activitatea vulcanilor noroioși este una intermitentă fiind mai intensă primăvara și în perioadele cu cantități însemnate de precipitații, căzute sub formă de ploaie.

5.1.5. Procesele geomorfologice antropice

Prezența omului, în Depresiunea Transilvaniei, nu a rămas fără rezultate, nici sub aspect geomorfologic, el determinând o gamă variată de procese și forme de relief tipice.

Procesele geomorfologice antropice reprezintă activitățile prin care omul intervine direct asupra scoarței terestre.

Una din notele caracteristice ale modelării antropice, valabilă și pentru spațiul depresionar, este durata mult mai scurtă a morfogenezei, comparativ cu modelarea prin intermediul altor agenți și procese geomorfologice.

Deși existența sa în depresiune, cu zeci de mii de ani în urmă, este dovedită, prezența sa ca agent geomorfologic se leagă de ultimele două milenii, din care în sensul cel mai apropiat al noțiunii se remarcă ultimele trei secole.

Din momentul în care componenta antropică a intervenit asupra reliefului, modelarea în regim natural a fost înlocuită, cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). În situația în care influența antropică încetează, morfogeneza se va desfășura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice moștenite.

Similar cu ceilalți agenți geomorfologici, componenta antropică acționează prin procese de eroziune, transport și acumulare, nuanțate în conformitate cu particularitățile ei.

Ca exemple de acțiuni directe, prin care omul generează forme de relief în depresiune, se remarcă: schimbarea traseului cursurilor de apă, bararea văilor și realizarea lacurilor de acumulare, trasarea căilor de comunicații, exploatarea substanțelor minerale utile, amenajarea terenurilor pentru agricultură, construcții civile, industriale etc. În categoria lor se includ îndeosebi procesele de excavare, transport, depunere, nivelare și compactare.

Excavările, considerate procese de eroziune antropică, au fost necesare pentru edificarea spațiilor de locuit (fundații, bazine, pivnițe subsoluri, gropi etc.), realizarea carierelor (abrupturi de exploatare, trepte etc.), prelucrarea agricolă a terenurilor (agroterase, canale de drenaj și de irigații), desfășurarea activităților industriale (șanțuri, excavări pentru instalații și utilaje), realizarea de amenajări hidrotehnice (secționarea versanților, canalizarea albiilor, săparea tunelurilor pentru aducțiuni etc.); aceste acțiuni mai implică derocare de material, modificări ale valorii pantei, concepute și executate în baza unor norme tehnice (Ielenicz, 2005). Poate fi dată ca exemplu, în acest sens, exploatarea minieră de la Aghireșu-Fabrici.

Transportul este în acest caz o verigă intermediară, de legătură între excavare și depunere, în procesul morfogenetic antropic. Materialele rezultate în urma excavărilor sunt transportate, fie pentru a fi depuse în alte locuri, fie pentru a fi folosite ca materie primă, în diferite domenii de activitate (industrie, construcții, agricultură) (Josan, 2014).

Depunerea este un proces de acumulare a rocilor, a solului și a altor tipuri de materiale (de exemplu betonul), fie cu scopul nivelării unor microdepresiuni (bălți, crăpături etc.), fie pentru construirea unor forme pozitive de tipul haldelor, barajelor, digurilor, movilelor (Ielenicz, 2005). Ele au o formă geometrică precisă, de tipul trunchiului de piramidă, și dimensiuni de ordinul zecilor de metri. În categoria lor se includ și barajele de beton și anrocamente (Ielenicz, 2005); depunerea materialelor poate fi definitivă (deșeuri, cenuși de la termocentrale, halde de steril etc.) sau temporară (Josan, 2014).

Nivelările sunt procese mixte, de eroziune-acumulare, realizate în scopul pregătirii terenurilor pentru diverse tipuri de construcții (locuințe, ansambluri social-culturale, sportive, platforme industriale, nivelarea unor terenuri afectate de alunecări și tasări, ce urmează a fi utilizate agricol etc.); nivelarea presupune pe de o parte secționarea formelor pozitive, iar pe de alta umplerea cu material a celor negative (Ielenicz, 2005);

Compactarea este procesul prin care particulele solide ale terenului (sol, rocă, umpluturi) sunt apropiate între ele sub acțiunea unei forțe exterioare (Josan, 2014).

Așa cum am precizat când am abordat alte procese geomorfologice, de exemplu cele de scurgere a apei și deplasările în masă, declanșarea și dinamica lor este influențată de cele mai multe ori de activitățile antropice. Se poate vorbi în acest caz de o acțiune indirectă a factorului antropic, care se referă la defrișarea pădurilor, destelenirea pajiștilor, extinderea culturilor agricole, modificarea declivității reliefului preexistent etc. Activitățile menționate, în situația în care nu au și o componentă, care să prevină procesele geomorfologice, nu fac altceva decât să ofere condiții favorabile pentru declanșarea lor.

Toate aceste procese și formele de relief generate sunt răspândite pe în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, suprafața pe care se manifestă și densitatea acestora fiind în funcție de activitățile desfășurate de factorul antropic. Cele mai întâlnite sunt în intravilanele localităților, în perimetrul platformelor industriale, pe terenurile agricole și de-a lungul căilor de comunicații și a rețelei hidrografice.

Cele mai evidente modificări aduse de om, asupra terenurilor, s-au produs prin schimbarea covorului vegetal. Repartiția și tipul vegetației s-au modificat treptat, o dată cu creșterea numărului de locuitori, prin defrișare și deștelenire, pentru a face loc terenurilor arabile, livezilor, pășunilor etc.

În același timp, prin lucrări asupra malurilor: îndiguiri, exploatare de materiale de construcții, crearea de praguri transversale, tăierea buclelor de meandru etc., omul intervine direct asupra albiei și formelor de relief specifice acesteia. Se remarcă în acest sens albiile râurilor: Someșul, Mic, Someșul Mare, Someș, Arieș, Mureș, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Olt, Meleș, Dipșa, Comlod etc.

Concluzii procese actuale. Tipul și intensitatea de manifestare a proceselor geomorfologice actuale, diferă în funcție de tipul versanților, iar în cazul aceluiași tip diferențierile sunt introduse de către litologie și modul de utilizare a terenurilor. Totuși dinamica lor este mai accentuată pe fronturile de cuestă și versanții cu valori mari ale pantei, comparativ cu suprafețele cvasistrukturale și versanții slab înclinați.

Existența unui relief de ansamblu divers, reprezentat de atât de depresiuni, cât și de unități deluroase, chiar cu aspect de măgură sau masiv, determină diferențieri ale morfodinamicii din depresiune. Ea se caracterizează, pe alocuri, printr-o mare intensitate, densitate și diversitate, ca efect a interferării celor mai mulți factori ce favorizează declanșarea și menținerea acestora: roci friabile, relief fragmentat, declivitate medie spre mare, acoperire redusă cu vegetație forestieră, variații în regimul precipitațiilor, activități antropice etc.

În aceste condiții se pot deosebi trei sectoare, caracterizate de o dinamică procesuală caracteristică:

- interfluviile - cu intensitate mai redusă a proceselor de tipul pluviodenudării și denudării peliculare;
- versanții - cu o intensitate crescută a proceselor din categoria deplasărilor materiale și a eroziunii apei prin curenți concentrați;
- albiile râurilor - cu o dinamică care variază de la un sector la altul, predominând totuși eroziunea la nivelul paturilor aluviale și a malurilor concave, iar acumularea la cele convexe.

Dinamica proceselor geomorfologie actuale, nu reprezintă altceva decât rezultatul intercondiționării factorilor tectonici, litologici, și structurali, cu cei climatici, hidrologici și biopedogeografici, alături de care factorul antropic își face tot mai mult simțită prezența.

5.2. PROCESELE GEOMORFOLOGICE PERIGLACIARE

Argument pentru condiții periglaciare. În urma studiilor realizate pe marginea acestei problematice, așa cum rezultă din literatura de specialitate (Gârbacea, 1957, 2013, 2015; Morariu, 1959; Berindei, 1960; Coteț, 1960, 1968; Posea, 1958, 1960a, 1962a; Popa, 1961; Savu, 1963; Morariu și Savu, 1964; Tovissi, 1965; Mac, 1969, 1972, Mac și Herșcovici, 1973; Cârțumaru, 1977, 1980; Mac și Pendea, 2002; Josan, 1979; Popescu, 1990; Grecu, 1992; Irimuş, 1998; Ichim, 1980, 1983; Pendea, 2003, 2005; Feier, 2010 etc.), nu mai există nicio îndoială că în Depresiunea Transilvaniei au existat condiții și procese geomorfologice, care să genereze forme de relief periglaciare.

După ce o perioadă lungă de timp s-au menținut condiții climatice tropicale, începând din Oligocen se observă o scădere bruscă și substanțială a temperaturii medii globale, scădere care se continuă și în Miocen și Pliocen, ea fiind întreruptă doar de câteva perioade de redresare (Bradley, 1985, citat de Pendea, 2005), cu precizarea că cea mai acută înrăutățire termică o cunoaște prima parte a Cuaternarului, și anume Pleistocenul (Pendea, 2005).

Instalarea condițiilor periglaciare, pentru latitudini temperate, așa cum este și în cazul Depresiunii Transilvaniei, se leagă de existența calotelor glaciare cuaternare din Emisfera Nordică, care în perioadele de maximă extensiune se situau cu limita lor sudică, la doar câteva sute de kilometri de aceasta. În consecință pentru teritoriile colinare și deluroase, specifice latitudinilor temperate, are loc o accelerare a eroziunii fluviale și a proceselor de versant.

Prezența condițiilor specifice domeniului de modelare periglaciare determină apariția permafrostului. Inițial, în timpul Pleniglaciului Timpuriu (începutul Weichselianului mijlociu sau a Würm-ului mijlociu) el a fost unul discontinuu, caracteristică care s-a menținut și în timpul Pleniglaciului Mijlociu (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu), pentru ca în Ultimul Mare Glaciare (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu) să se întrunească condiții de permafrost continuu (Pendea, 2005). De asemenea, în Glaciul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului), în unele perioade mai reci (Dryasul Vechi și Dryasul Tânăr), pe fondul unor uşoare înaintări ale calotelor glaciare sau a ghețarilor montani, a fost posibilă instaurarea permafrostului continuu (Pendea, 2005).

Dovezi evidente, ale prezenței permafrostului și ale proceselor geomorfologice asociate acestuia în depresiune, sunt aduse în studiile de reconstrucție a condițiilor cuaternare (Poser, 1948; Maarleveld, 1976; Velichko, 1982, citați de Pendea, 2005). În cadrul acestora limita sudică a permafrostului este plasată într-o fâșie situată la sud de Carpații Meridionali, ceea ce înseamnă că Depresiunea Transilvaniei era parte componentă a zonei permafrostului european. Cu toate că sub aspect termic erau întrunite condițiile unui permafrost continuu, mărturiile din teren (pene de gheață) nu

argumentează existența acestuia în ultimul glaciator (Pendea, 2005). Această afirmație este susținută de faptul că în depresiune toate criostrucurile puse în evidență, în depozite glacio-sensibile (în special depozite de terasă), sunt din categoria involuțiilor și a crioturbațiilor ondulatorii (Posea, 1958; Coteț, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), penele de gheață tipice lipsind.

Inclusiv în unitățile morfostructurale mai înalte și reci ale depresiunii, cum ar fi Podișul Hârtibaciului, singurele structuri puse în evidență sunt involuțiile și curgerile de tip solifluidal, alături de structuri de colaps al substratului activ, ultimele indicând clar prezența permafrostului, dar fără indicii suplimentare despre natura acestuia (Pendea, 2005). Autorul citat a concluzionat că, absența aproape totală a structurilor de pene de gheață și prezența pe scară largă a crioturbațiilor și involuțiilor periglaciare plasează Depresiunea Transilvaniei în zona permafrostului discontinuu.

O dovadă incontestabilă în sprijinul existenței permafrostului discontinuu pe aproape întreaga suprafață a Depresiunii Transilvaniei, este reprezentată de morfologia involuțiilor criogene, care în cea mai mare parte lor, aparțin categoriei cu amplitudine redusă, de sub 0,6 m (fig. 5. 3) (Pendea, 2005).

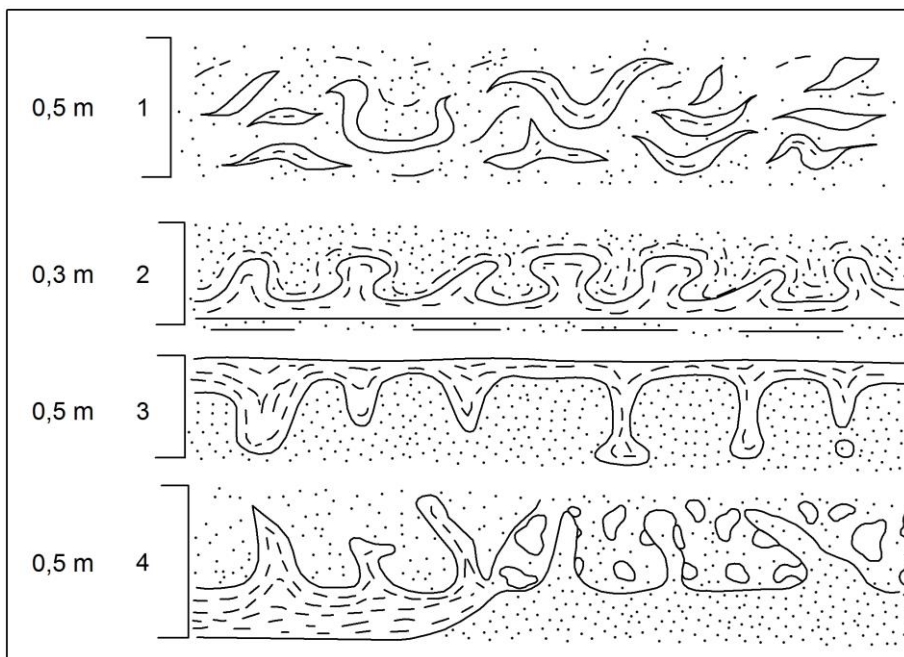


Fig. 5. 3. Tipuri frecvente de crioturbații în Depresiunea Transilvaniei; 1 – deformații amorfe; 2 – festoane de crioturbație; 3 – buzunare și mingi de crioturbație gravitațională (dinamica de sus în jos); 4 – crioturbații de injecție (dinamică de jos în sus) (tipologie adaptată după Eissmann, 1994, citat de Pendea, 2005, p. 108)

Mai trebuie specificat că, densitatea mică a criostructurilor nu poate fi pusă doar pe seama repartiției reduse a depozitelor glacio-sensibile, de tipul pietrișurilor și nisipurilor aluviale, ci trebuie luată în considerare și o determinantă climatică, adică existența unui periglaciuar de nuanță mai moderată, care a determinat un regim de permafrost discontinuu, în perioadele cele mai reci, și un regim de îngheț sezonier adânc, în stadialele mai puțin severe (Pendea, 2005).

Un rol important, în generarea condițiilor de modelare periglaciare, a avut-o poziția depresiunii față de Carpați, și anume una de bazin semi-închis, ce favoriza apariția inversiunilor de temperatură și persistența unor maxime barice reci de iarnă (Pendea, 2005). La această condiție se adaugă cea a prezenței ghețarilor din Munții Carpați, care ar fi influențat climatul, prin scurgerea de mase de aer rece, spre spațiul depresionar.

Procese periglaciare. Alături de atât de mediatizatele procese geomorfologice de alunecare de tip glimee și procesele de deraziune, în timpul existenței condițiilor de modelare periglaciare și celelalte procese din depresiune, cum sunt cele din albii (care au determinat agradarea lor) sau celelalte procese de versant (solifluxiune, alunecări de teren superficiale, scurgerea apei pe versant etc.) au fost influențate, primind o dinamică și manifestare aparte. Acestea din urmă și-au continuat activitatea și după încetarea condițiilor periglaciare, pe când procesele de alunecare masivă de tip glimee și cele de deraziune, nu am mai întrunit condiții de manifestare decât extrem rar, formele de relief generate de ele trecând în categoria celor moștenite. Ele sunt doar pe alocuri modelate în actualele condiții de către procese de pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere concentrată a apei și de alunecări de teren superficiale.

Câmpul procesual, specific domeniului periglaciuar, era dominat de acțiunea cuplului îngheț-dezghet, la care se asociau procese accesorii cum ar fi acțiunea apei de topire a zăpezilor în regim laminar sau turbulent (denudare peliculară și organisme torențiale), a vântului (eolizația), procesele de la nivelul versanților (solifluxiune și alunecări masive de teren) etc. (Pendea, 2005). La rândul ei, sub impulsul condițiilor crierigice, activitatea fluvială își modifică parametrii dezvoltând procese și forme sensibil diferite, comparativ cu cele ale fluviației din etapele temperate (Pendea, 2005).

În continuare, procesele geomorfologice periglaciare vor fi prezentate mai detaliat, tocmai pentru a evidenția modalitățile specifice de acțiune.

5.2.1. Procesele de îngheț al apei din substrat

Manifestarea acestora a condus la apariția de criostructuri (structuri criogene). Distribuția și densitatea lor este strâns legată de depozitelor glacio-sensibile, cum sunt nisipurile și pietrișurile aluviale, formațiunile organo-minerale de tipul turbelor sau a celor de gyttja captive în complexele aluviale (Pendea, 2005).

În categoria criostructurilor, specifice modelării periglaciare din depresiune, se remarcă următoarele (Pendea, 2005):

- **crioturbațiile**: sunt formate prin mecanisme de segregare gelivă inductoare de presiune criostatică și sunt specifice formațiunilor de nisipuri și pietrișuri medii aluviale, din cadrul teraselor fluviale sau a unor formațiuni proluviale. Ca exemplu pot fi date cele din terasa de 12 m a Căpușului (Savu, 1959), cele de la Corund, Sovata, Brădești și Rupea (Mac, 1972), cele de la Avrig (Tovissi, 1965), cele de la nivelul terasei de 90 – 110 m, în Dealul Tirului de lângă Dej (Savu, 1963).

De pildă, în Depresiunea Lăpuș, condițiile periglaciare din Cuaternar au determinat apariția de ondulări. Ele sunt rezultatul răspunsului diferit la îngheț-dezghet, a unor structuri eterogene (alternanțe de pietrișuri și materiale fine argiloase), îmbibate cu apă (Posea, 1962a). Mai exact este vorba de neregularități ale suprafeței provocate de fostele puni de gheață din substrat (Posea, 1962a). Autorul citat menționează că, unele ondulări ale suprafeței terenului puteau fi cauzate și de solifluxiunile active în Cuaternar, care afectau suprafețele a căror substrat era alcătuit preponderent din argile.

Tot în acest context pot fi menționate undulațiile și involuțiile de la Corund, Sovata, Brădești și Rupea, formate în aluviuni de terasă (Mac, 1972) sau cele de la partea superioară a depozitelor terasei de 10 m, corespunzătoare glacisului-terasă mediu, de pe pâraul Mârșa și Râu Mare – Avrig (Tovissi, 1965, citat de Popescu, 1990);

Localizarea acestor structuri periglaciare, îndeosebi la partea superioară a depozitelor grosiere aluvio-proluviale și sub cuvertura luto-nisipoasă, presupune că formarea lor corespunde sfârșitului apogeurilor glaciare și primei părți a cataglaciarelor, când oscilațiile de temperatură îngheț-dezghet erau mai frecvente și favorabile ablațiunilor și gelisolifluxiunilor (Popescu, 1990).

- **termocarstul**: prezența lui a fost legată de existența unor lentile de gheață în complexul proglaciar din depresiunea Făgăraș (Pendea, 2005). În urma topirii acestora, conform autorului citat, s-au format microdepresiuni circulare cu diametre ce ajung la 200 m și adâncimi de 8 - 16 m. Ca exemplu este dat cel situat pe marginea nordică a podului Avrigului, cele de pe glacisul proglaciar din bazinul Arpașului și cele de la nord de Valea Șercăița.

5.2.2. Procesele de solifluxiune

Ele sunt rezultatul dezghețului ciclic, care afectează partea superioară a substratului. Despre aceste procese se afirmă că ele caracterizau cel mai bine morfogeneza periglaciară din Depresiunea Transilvaniei (Pendea, 2005).

Solifluxiunea s-a manifestat, conform sursei citate, prin două subproces (creep-ul termic și gelifluxiunea), care au generat forme de relief de tipul pânzelor și lobilor solifluidali. Urme ale unor astfel de procese și forme se întâlnesc pe suprafața

marilor terase fluviale (t_2 6 – 12 m și t_3 18 – 25 m), care sunt acoperite de mantii deluviale, uneori aproape în întregime solifluidale (Pendea, 2005). Intensitatea maximă a solifluxiunii a avut loc în perioada de trecere de la glaciari la interglaciari, pe fondul schimbării caracterului proceselor de modelare (Mac, 1969), ce au însoțit dezghețul substratului.

În Câmpia Transilvaniei și în Podișul Târnavelor, acest proces de solifluxiune a fost specific reversurilor de cuestă, cu declivități cuprinse între 1° și 12° , uneori chiar mai mari (Pendea, 2005). De asemenea, depozitele de solifluxiune se întâlnesc în Depresiunea Făgăraș, pe terasa de 18 – 20 m de pe dreapta Oltului, lângă satul Colun, unde fosilizează un orizont de sol negricios.

5.2.3. Procesele de masă rapide

Cu toate că ele sunt caracterizate de o manifestare periodică și uneori localizată au avut rol important în modelarea substratului. Dintre acestea pentru depresiune s-au remarcat: procesele de colaps activ al substratului și căderile de claste.

Procesele de colaps activ al substratului au fost specifice orizonturilor de la partea superioară a permafrostului, care intrau în componența molisolului.

Aceste procese prezintă importanță în evoluția versanților, din motivul că afectează îndeosebi sectorul mijlociu și superior al acestora. Declanșarea efectivă a lor se leagă de condițiile locale, de saturare în umezeală a solului, ceea ce conduce la o creștere a presiunii apei din pori (French, 1996). Partea substratului rămasă înghețată (pergelisolul) primește rol de plan de alunecare pentru materialele dezghețate periodic (molisolul), care urmează să fie antrenate gravitațional. Pergelisolul împreună cu molisolul constituie orizonturile principale ale permafrostului.

Căderile de claste (rockfalls) reprezintă procese asociate meteorizării periglaciare, în condițiile unei litologii consolidate (Pendea, 2005). După sursa citată, ele sunt responsabile pentru formarea (îndeosebi în timpul stadiilor reci pleistocene) pânzelor de claste-grohotișuri (debris slope) sau clastoformațiile cu dominanță gravitațională.

Răspândirea lor în depresiune este strâns legată de prezența rocilor dure de tipul calcarelor și gresiilor eocene, conglomeratelor oligocene, sarmațiene și pannoniene, la care se adaugă formațiuni vulcanogen-sedimentare, cristaline sau eruptive la contactul cu muntele (Pendea, 2005). Ele sunt specifice Podișului Someșan și Podișului Pâniceni. Se remarcă în acest sens grohotișurile Masivului Șatra (din nord-vestul Depresiunii Lăpuș), cele ale Culmii Vima (partea vestică a Culmii Breaza), cele de la Cărpiniș-Cetățele, precum și cele de la baza abruptului structural al Dealului Horaița (Depresiunea Huedin) (Pendea, 2005).

La rândul lor, abrupțiunile structurale, cu aspect de front de cuestă, atât de răspândite în Podișul Someșan, au favorizat acumulări masive de grohotișuri la bază, în situația în care ele au în componență calcare sau tufuri (Savu, 1963). În această situație se află, de exemplu, frontul de cuestă dezvoltat de calcarul Eocen dintre Cluj-Napoca și Huedin, care s-a retras, tocmai pe seama proceselor periglaciare, lăsând în urmă o adevărată fâșie de glaciis ce parazitează uneori și podul terasei superioare a Someșului Mic (Savu, 1963).

5.2.4. Procesele de alunecare de teren masive

Manifestarea lor a determinat apariția alunecărilor de teren de tip glimee. Cercetările realizate pentru stabilirea vârstei acestora (Tovissi, 1963; Morariu et al., 1965; Morariu și Gârbacea, 1963, 1966, 1968; Gârbacea, 1964; Josan, 1970, 1979; Grecu, 1982, 1985, 1992; Buz et al., 1986; Mac, 1994, 1997; Buzilă și Muntean, 1997; Pendea, 2005, Gârbacea, 2013 etc.), indică mai multe perioade de declanșare, începând din Glaciariul Târziu și Holocenul Timpuriu, până în etapa prezentă a Subatlanticului. Astfel, cauzele inițiale ale declanșării alunecărilor masive de teren trebuie căutate în condițiile morfoclimatice deosebite existente în perioada de tranziție de la Pleistocen la Holocen (Pendea, 2005).

În aceste împrejurări, mecanismul concret, care a determinat declanșarea alunecărilor de teren, este strâns legat de condițiile geomorfologice din acest interval.

Una din cauzele principale a declanșării ar putea fi legată de dezorganizarea permafrostului, odată cu debutul perioadei de încălzire de la sfârșitul Pleistocenului, care cu siguranță a avut un efect dramatic asupra condițiilor hidrogeologice ale substratului (Pendea, 2005). Cu alte cuvinte, alunecările de teren de tip glimee au devenit posibile în momentul în care a fost reluată circulația apelor în substrat, concomitent cu degradarea permafrostului (Morariu și Gârbacea, 1968). Încălzirea relativ rapidă a climatului, urmată de regresul permafrostului, chiar și discontinuu, și modificarea fundamentală a condițiilor hidrogeologice ale substratului au fost, așadar, principalii factori care au accelerat instabilitatea versanților (Gârbacea, 2013). Asemenea condiții au fost posibile, cel mai probabil, la începutul Holocenului sau chiar la sfârșitul Pleistocenului, în Tardiglaciari (Glaciariul târziu), când s-au înregistrat importante variații de temperatură (Dryas I, II și III, ca faze reci, respectiv Bolling și Allerod, considerate faze calde).

Existența alunecărilor de tip glimee, în perioade mai recente, Holocene (Boreal, Atlantic etc.) se leagă de aceleași intervale de tranziție de la un hem ciclu mai rece la unul mai cald, când versanții nu reușesc întotdeauna să atingă în timp scurt un echilibru geomorfologic (Pendea, 2005). Referitor la alunecările mai recente, declanșate în Holocen, se pare, că în multe cazuri, substratul a fost pregătit de condițiile periglaciare de la sfârșitul Pleistocenului.

O situația aparte o prezintă în acest sens alunecările masive, de aceeași vârstă, din Podișul Someșan, pe care Savu (1963) le consideră prăbușiri-alunecări în valuri. Autorul citat menționează că, ele nu sunt alunecări în adevăratul sens al cuvântului, dar nici exclusiv prăbușiri (când procesul este privit în toată complexitatea sa). Procesele de alunecare, de tip glimee din Podișul Someșan, sunt strâns legate și de orizonturile de tufuri, care se mențin pe interfluvii sub forma unor platoșe relativ puțin extinse, păstrate în majoritatea cazurilor ca martori structurali (Dealul Techintău, Dealul Deuș, Dealul Murgău, Dealul Piatra Șoimenilor, Dealul Greaca etc.) (Savu, 1963).

Cu toate că unii autori apreciază că, pe alocuri, sunt întrunite condiții pentru declanșarea alunecărilor de tip glimee și în actualele condiții (Surdeanu et al., 2008; Moldovan, 2012 etc.), consider, la fel ca majoritatea autorilor care le-au cercetat (Gârbacea, 1964, 1992, 2013; Morariu și Gârbacea, 1963, 1966, 1968; Morariu et al., 1965; Pendea, 2005 etc), că ele sunt rezultatul condițiilor de la sfârșitul Pleistocenului și din Holocen.

Dintre siturile cu alunecări masive de tip glimee se remarcă cele de la: Saschiz, Saeș, Movile, Cornățel, Romanești, Biia, Secășel, Urmeniș, Suatu, Band, Șăulia, Strugureni, Sâmboeni, Fânațele Clujului, Sălicea, Șoimeni, Vultureni, Borșa etc.

5.2.5. Procesele de deraziune

Un alt proces geomorfologic, specific condițiilor de modelare periglaciare, este reprezentat de către deraziune. Ea este un proces geomorfologic complex, care se produce în anumite condiții propice, prin manifestarea dezghețului, a deplasării în masă a solului și a substratului dezghețat, la care se adaugă spălarea materialului fin în perioadele umede (pluvionivația) (Mac, 1969). Termenul de deraziune fost utilizat prima dată de Pecsî (1966) pentru a desemna procesul de modelare a versanților, din partea centrală a Europei, în condiții periglaciare, ca efect comun al solifluxiunii, crioturbației, pluvionivației, criofracției și mișcării gravitaționale a deluviilor pe versanți.

Formele de relief rezultate, în urma acestor procese, dau o notă de specificitate peisajului geomorfologic, din teritoriile unde s-au întrunit următoarele condiții favorabile: depozite sedimentare slab coezive (senzitive la îngheț-dezgheț), supraumectare, pluviudenudare și crioturbație (Pendea, 2005).

Cele mai reprezentative forme de relief, rezultate în urma proceselor de deraziune sunt: văile de deraziune, amfiteatrele de deraziune, crestele de deraziune și martorii de deraziune.

Depozitele rezultate în urma proceselor de deraziune s-au acumulat la baza versanților sub formă de glacisuri (Mac, 1972).

Cu toate că forme de deraziune se întâlnesc și în Câmpia Transilvaniei sau Podișul Someșan (Savu, 1963), ele sunt specifice părții estice a Dealurilor Târnaviei Mici (Dealurile Jacodului) și Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului). În cadrul acestor unități morfostructurale, procesele de deraziune au fost favorizate de prezența argilelor nisipoase, gresiilor și nisipurilor cu intercalații subțiri de tufuri vulcanice, care au susținut deplasarea materialelor pe versant.

Legat de geneza acestor forme, se mai poate emite și ipoteza că unele dintre ele s-au format în urma topirii unor sâmburi de gheață din substrat, formați în condiții periglaciare cu permafrost, fiind vorba de un termocarst de versant. Au rezultat astfel termonise (thaw slumps) de tipul celor menționate de Lantuit și Polard (2005) pentru partea vestică a Canadei arctice, unde în prezent are loc dezghețul permafrostului. Timpul care a trecut de la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului (când au fost condiții în depresiune pentru geneza unor astfel de cavități de formă circulară, orientate spre aval), și procesele ulterioare care le-au afectat (pluviodenudare și denudare peliculară), au determinat estomparea morfologiei inițiale a abruptului de obârșie. În lipsa unor datări concrete și a unor studii detaliate această ipoteză rămâne una cu caracter prezumtiv.

5.2.6. Procesele torențiale

Cu toate că se manifestă și în prezent, ele au constituit unul dintre procesele majore de modelare, a versanților transilvani, în timpul existenței condițiilor periglaciare din Pleistocen. Acestea au fost însoțite de procese complementare, de tipul denudării peliculare, care în condițiile respective de climă și stare a substratului au avut o eficacitate geomorfologică demnă de luat în considerare.

Argumentele în favoarea manifestării torențialității în depresiune, în condiții periglaciare, sunt reprezentate de formele de relief generate. O analiză de ansamblu a versanților relevă că la nivelul unităților morfologice și funcționale există forme de eroziune și acumulare datorate organismelor torențiale. De asemenea, majoritatea teraselor și luncilor transilvane sunt căptușite cu conuri de dejecție, aflate în continuarea unor amfiteatre torențiale, care de obicei nu mai sunt active în prezent (Pendea, 2005).

Dintre acestea, cele mai importante bazine torențiale, de dimensiuni impresionante, cu pătrundere semnificativă în domeniul macroversanților principali, ai marilor culoare de vale transilvane, s-au format la sfârșitul perioadelor reci stadiale și au avut se pare un rol esențial în fragmentarea parțială sau chiar totală a acestora (Pendea, 2005). Autorul citat menționează că, cele mai favorabile intervale, pentru desfășurarea maximă a proceselor torențiale, au fost cele de la finalul stadiilor reci, când temperatura a început să fie favorabilă precipitațiilor

lichide și instalării vegetației. Între debutul condițiilor de instalare a vegetației de pădure și apariția unui înveliș forestier consistent, procesele torențiale, se pare că aveau eficacitate maximă, îndeosebi pe fondul unor precipitații torențiale, care veneau după o perioadă secetoasă.

5.2.7. Fluviația periglaciara

Se referă la procesele geomorfologice care au avut loc la nivelul albiilor, în aceleași condiții periglaciare.

Calibrul remarcabil al albiilor majore, aferente râurilor principale, indică predominarea proceselor de agradare, la care se adaugă o ușoară eroziune laterală (Pendea, 2005).

Procesele de agradare din albiile au avut loc în timpul ultimei glaciațiuni (Weichselian sau Würm), când râurile, de diverse ordine, au fost în incapacitate de a evacua eficient, cantitatea semnificativă de materiale, provenite în urma denudării periglaciare de pe suprafața versanților. S-a ajuns astfel la formarea unor albiile împletite, cu agradare verticală substanțială, a căror dovadă este patul hidraulic grosier, ce poate depăși 10 m în cazul râurilor autohtone (când este format aproape exclusiv din materiale de proveniență carpatică), în timp ce pentru cele autohtone grosimea lui variază în funcție de caracterele geologice ale formațiunii sursă (Pendea, 2005).

Spre sfârșitul Pleistocenului, cu întârzierile de rigoare pe unele sectoare, o dată cu scăderea bugetului de materiale transportate de râuri, are loc trecerea de la albiile împletite la albiile meandrate (Feier, 2010). Inițial meandrele aveau amplitudini mari, pentru ca pe măsură ce se instalau condiții geomorfologice asemănătoare cu cele din prezent, amplitudinea meandrelor să scadă, iar numărul lor să se reducă, pe fondul autocaptărilor de meandru, și să se înregistreze procese incizie a albiei, cu detașarea clară a unei terase inferioare de luncă (Pendea, 2005).

Concluzie procese periglaciare. În timpul Pleistocenului Superior și a Holocenului, Depresiunea Transilvaniei a fost sediul unor procese geomorfologice, la inițierea cărora condițiile climatice au deținut rolul principal. Cu toate că modelarea periglaciara nu a fost una generalizată, majoritatea unităților morfologice și funcționale ale versanților nu au rămas în afara acțiunii sale; practic toate câmpurile morfologice actuale - de eroziune sau acumulare - fiind creația mai mult sau mai puțin evidentă a acestora (Pendea, 2005). În unele cazuri, potrivit autorului citat, a avut loc doar o definitivare a unor forme deja conturate în etapele mai vechi (glacisurile formate la limita dintre Pliocen și Pleistocen, glacisurile din Pleistocenul mediu și superior), altele au fost create noi câmpuri și linii morfologice (ultimele trei terase aluviale).

Factorii majori, care au dirijat morfogeneza periglaciara, sunt calitatea și dinamica cuplului pergisol-misol, la care se adaugă frecvența și durata ciclurilor gelive, cu precizarea că factorul de varietate geomorfologică a depins în principal de pantă, petrografie, structură și natura covorului vegetal (Pendea, 2005).

Varietatea petrografică (gresii, tufuri, marne, argile, nisipuri etc.) și structurală (domuri, cute diapire și monoclin) au determinat aspecte complexe în desfășurarea proceselor periglaciare. În subunitățile cu structuri monoclinale și roci dure (gresii, calcare, tufuri) s-au format văi asimetrice (asimetria este mai degrabă una structurală, dar se pare că la accentuarea ei au contribuit și procese periglaciare), cueste, glacisuri de front structural, pe a căror suprafață inferioară s-au depus formațiuni cu aspect loessoid de tipul gréses lités (Posea et al., 1974). În subunitățile cu roci friabile (argile, marne) s-au produs solifluxiuni, alunecări masive de tipul glimeelor (Morariu și Gârbacea, 1966) și procese de deraziune (Posea et al., 1974).

Formele de relief, datorate condițiilor periglaciare, au rămas în puține cazuri neafectate de procesele care au urmat, în condițiile trecerii la un climat temperat, ele suferind transformări funcționale și morfologice, în acord cu intensitatea și tipologia câmpurilor morfogenetice (Pendea, 2005).

Concluzii procese geomorfologice. Acestea au stat atât la baza sculptării formelor de relief majore, și aici mă refer la relieful structural (fronturi de cuestă, suprafețe structurale, văi structurale, anticlinale, sinclinale, domuri etc.), cât și a celor de detaliu, și anume, formele de relief a căror dinamică este evidentă în prezent (maluri de albie, ravene, alunecări de teren etc.). Cu toate că procesele au fost prezentate separat, de cele mai multe ori pe suprafața unui versant scurgerea apei și deplasările materiale afectează aceeași suprafață.

În a doua parte a Pleistocenului, dar mai ales în Holocen, se remarcă o tendință generală, de restrângere a ariei de influență a activității fluviale, în favoarea proceselor de deplasare în masă, a celor de denudare peliculară și de spălare areală (Jakab, 1979a).

Sub aspectul diferențierilor regionale se poate nota că la modul general, alături de procesele de albie, care se manifestă în toate unitățile morfostructurale, în Podișul Someșan predomină scurgerea apei pe versant, la care se adaugă, alunecările de teren și procesele carstice, în Câmpia Transilvaniei dominante sunt alunecările de teren, secundate de scurgerea apei pe versant, pentru ca în Podișul Târnavelor alături de alunecări de teren să fie prezentă și scurgerea apei prin curenți concentrați. În Dealurile și Depresiunile Submontane se manifestă aceleași procese ca în subunitățile menționate anterior, doar că intensitatea și dominanța unora dintre ele este condiționată de specificul local. De asemenea, suprafața și numărul locațiilor unde se manifestă procese geomorfologice sunt mult mai reduse, pe fondul unui mod specific de utilizare a terenurilor, în conformitate cu posibilitățile obiective oferite de substrat.

Procese geomorfologice, care au loc pe suprafața versanților, sunt pe de o parte influențate de forma acestora, iar pe de alta, prin derularea lor sunt cele care dictează configurația versantului, îndeosebi la nivel de unități sau subunități morfologice și funcționale.

Se poate concluziona că, prin derularea de-a lungul timpului, a întregii suite de procese și mecanisme, la nivelul substratului din depresiune, relieful, odată apărut, a devenit persistent și s-a diversificat. Practic fiecare formă reprezintă doar o secvență, din evoluția reliefului depresiunii, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent și viitor.

CAPITOLUL 6

TIPURILE DE RELIEF DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Relieful din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul modelării structurilor și rocilor, de către agenții externi, prin intermediul proceselor geomorfologice. Acestea din urmă, nu fac altceva decât să reliefeze ceea ce factorii interni, prin intermediul proceselor tectonice și magmato-vulcanice, au edificat, înainte de începerea modelării subaerene, dar și pe parcursul acesteia, când mișcările de înălțare a depresiunii și erupțiile vulcanice din Carpații Orientali au fost evidente. În aceeași ordine de idei, factorii interni mențin un potențial geomorfologic, pe care își desfășoară acțiunea agenții externi, prin intermediul proceselor geomorfologice, ce îi caracterizează. În funcție de scară, unii dintre factori sau agenți devin prioritari, determinând relieful major (structural și fluvial), iar alții asociați, contribuind la geneza reliefului de detaliu (petrografic și antropic).

Factorii interni, fiind răspunzători îndeosebi de structura geologică, întrețin geneza reliefului atât în mod direct, formând un relief de construcție, cât și indirect prin crearea unei baze de manifestare a proceselor subaerene. De exemplu, dispunerea straturilor este tot un rezultat al manifestării factorilor interni. În funcție de condițiile locale se ajunge ca ele să fie dispuse orizontal, monoclinal, cutat etc.

Procesele geomorfologice care acționează pe fondul creat de factorii interni, nu fac altceva decât să continue modelarea substratului, până la formarea reliefului de detaliu. Fiecare dintre ele, fie că vorbim de procesele de albie, de cele de pe suprafața versanților, de procesele carstice sau antropice, intervin asupra scoarței în manieră proprie.

Toate acestea denotă că, relieful depresiunii este rezultatul interacțiunii factorilor interni și externi. Cei interni creează marile tipare tectonice, iar cei externi realizează relieful de detaliu, care variază în funcție de condițiile locale. Cu alte cuvinte, abordat în acest context, relieful din Depresiunea Transilvaniei este înainte de toate unul structural și petrografic, fiind abia apoi unul procesual (ca forme de relief predominante), determinat de procesele geomorfologice din trecut, precum și de cele actuale (fluviale – inclusiv cele specifice versanților - și antropice).

6.1. RELIEFUL STRUCTURAL

Formele de relief cu afinitate structurală sunt rezultatul manifestării proceselor geomorfologice, la adresa diverselor tipuri de structuri, existente în depresiune: monoclinale, boltite, cutate, diapire, orizontale, magmato-vulcanice etc.

Mișcările orogenice care s-au succedat din Senonian, începând cu faza laramică, și până în Pleistocen, când a avut loc faza tectonică valahă, la care se adaugă și variațiile de facies litologic și de grosime ale formațiunilor depuse, alcătuite în general din marne și gresii, de plasticitate și compresibilitate diferită, au contribuit la definitivarea structurală a depozitelor din depresiune (Irimuş, 1998). Ele au fost supuse la presiuni de intensități diferite, fapt ce a determinat, pe de o parte cutarea lor, în sectoarele marginale, iar pe de alta, ridicarea depozitelor de la contactul cu rama montană, sub formă de monoclinuri. În urma proceselor tectonice s-a ajuns în prezent, la compartimentarea sincliniului larg, reprezentat de depresiune, cu flancul nord-vestic ce se ridică ușor spre Someșuri și flancul sud-estic mai abrupt, ce se înalță dinspre Valea Hârtibaciului spre Valea Oltului, în diverse subunități, fiecare cu o structură proprie.

Existența unor structuri geologice complexe a fost susținută încă din 1927 de către Mrazec și Jekelius, cei care admit prezența a trei mari unități dispuse concentric:

- zona externă - în cadrul căreia straturile înclină monoclină către partea centrală a depresiunii;
- zona imediat interioară - caracterizată de prezența cutelor diapire cu masive de sare la zi;
- zona interioară a depresiunii - cunoscută și sub denumirea de cuvetă, cutată în domuri și brahianticlinale, înconjurată de sinclinale eliptice sau rotunde.

Structura depozitelor din depresiune, prin caracteristicile ei, a fost așadar cea care a direcționat acțiunea proceselor geomorfologice, determinând în cele din urmă crearea unor forme de relief distincte, atât la nivel de detaliu, cât și al reliefului de ansamblu (dispunerea interfluviilor, a văilor, a tipurilor de versanți etc.). Practic, formele de relief, al căror contur exterior s-a constituit prin intersectarea straturilor, alcătuiesc relieful structural.

Evidențierea structurii a fost legată atât de factori specifici (extensiunea spațială și gradul de fragmentare tectonică), cât și de factori de natură petrografică (structurile alcătuite din roci mai dure se modelează mai greu, dar se păstrează mai mult în timp), procesuală, evolutivă, climatică etc.

Inițierea genezei reliefului structural a început o dată cu retragerea apelor și apariția la zi a unei suprafețe slab undulată, ce înclina de la est spre vest. Pe această suprafață, considerată primordială, urmărind liniile de retragere a apelor marine și lacustre, s-a instalat rețeaua hidrografică inițială, care era mult mai simplă și avea un caracter consecvent (Josan, 1979). Abia odată cu adâncirea ei, în formațiunile geologice existente la zi, a început adaptarea la structură, proces soldat pe de o parte cu complicarea fizionomiei în plan a rețelei de văi, la nivel de afluenți de ordine inferioare, iar pe de altă parte cu evidențierea reliefului structural.

Procesele geomorfologice, care au avut loc în Cuaternar, și aici mă refer în special la cele derulate în condiții periglaciare, au accentuat dezvoltarea reliefului structural, atât prin procesele de versant, cât și prin eroziunea regresivă realizată de către râuri (Josan, 1979).

În paralel cu ea, aceleași procese geomorfologice, conform autorului citat, au contribuit la degradarea reliefului structural, îndeosebi prin fragmentarea fronturilor de cuestă, pe suprafața cărora s-au produs alunecări masive de teren și s-au dezvoltat torenți, ca urmare a continuării diversificării rețelei hidrografice. La estomparea reliefului structural au contribuit și râurile, care în ultima parte a Cuaternarului și-au dezvoltat lunci extinse. În aceste condiții materialul mobilizat de pe versanți nu a mai fost evacuat de către rețeaua de drenaj, rămânând la baza lor, sub formă de glacisuri, acoperind-o. Degradarea reliefului structural, așa cum a fost el reliefat de către adaptarea rețelei hidrografice la substrat, continuă și în condițiile actuale, ca efect a proceselor geomorfologice induse antropice, în urma despăduririlor, deștelenirilor și a agrotehnicii folosite.

A avut loc astfel o trecere de la un relief predominant structural, la unul procesual, și aici mă refer la cel generat de procesele de la nivelul versanților, format ce-i drept, pe tiparele structurale existente deja.

6.1.1. Relieful structurilor monoclinale

În cadrul structurilor monoclinale transilvane straturile înclină în aceeași direcție cu câteva grade (în medie $2^{\circ} - 10^{\circ}$); există și excepții, când această valoare maximă poate fi depășită, mai ales datorită unor mișcări tectonice ulterioare depunerii straturilor, care pot ajunge în poziție verticală. Structurile monoclinale din depresiune, fiind dispuse mai ales pe marginile ei, ocupă suprafețe de ordinul zecilor și sutelor de kilometri pătrați (Savu, 1963).

Toate acestea concură la geneza unui relief specific, care prin extensiune și particularități constituie una din nota de specificitate a multor unități morfostructurale: Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Depresiunea Lăpuș, Dealurile Bistriței, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

Scoaterea în evidență a structurilor monoclinale a avut loc prin intermediul rețelei hidrografice, care în demersul de adaptare la structură a avut inițial un caracter consecvent, pentru ca apoi afluenții din prima generație, să degaje capetele de straturi, în sectoarele de minimă rezistență, devenind văi subsecvente. Ulterior, dezvoltarea unor generații secundare de afluenți a determinat apariția văilor obsecvente și resecvente.

La geneza reliefului structural, pe depozite monoclinale, o contribuție deosebită a avut-o prezența alternanței straturilor alcătuite din roci mai dure (gresii, tufuri etc.), cu cele alcătuite din roci mai friabile (argile, marne și nisipuri).

În categoria formelor de relief tipice structurilor monoclinale se remarcă: văile și cuestele, considerate ca forme majore. Alături de acestea se întâlnesc și forme de detaliu de tipul: teraselor structurale, polițelor, taluzurilor, martorilor structurali etc.

Văile caracteristice structurilor monoclinale, se clasifică în funcție de poziția pe care o au față de înclinarea straturilor în: văi consecvente, văi obsecvente, văi subsecvente și văi resecvente.

Cuesta este o formă de relief asimetrică delimitată de două văi subsecvente; în componența ei intră un versant abrupt, denumit frontul sau fruntea cuestei, și unul ușor înclinat, reprezentat de către reversul cuestei, păstrat sub forma unei suprafețe structurale primare sau derivată, formată prin eroziune (fig. 6. 1).

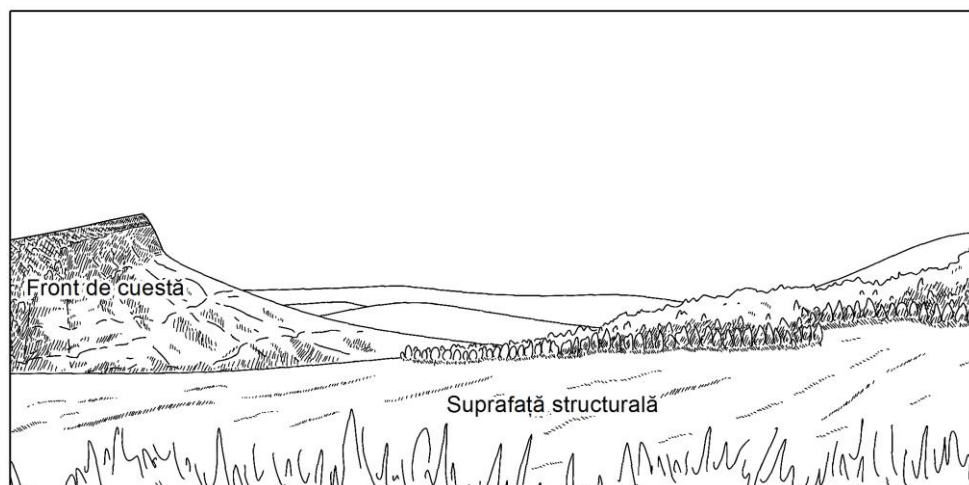


Fig. 6. 1. Relief format pe structuri monoclinale în Culoarului Căpușului

În continuare, datorită diversității sub care se prezintă și a specificului local, formele de relief specifice structurilor monoclinale vor fi prezentate la nivel de unități morfostructurale.

În **Podișul Someșan**, existența depozitelor dispuse monoclinale, pe cea mai mare parte din suprafața sa, a determinat formarea unui relief structural, care constituie nota de specificitate a acestuia.

Fundamentul depresiunii, aferent podișului, fiind prevăzut cu o zonă de maximă inflexiune, aproximativ pe axa Someșului, între Dej și Jibou, a favorizat depunerea monoclinale a depozitelor geologice, în timpul transgresiunilor și regresiunilor marine care au avut loc în Paleogen și Neogen (Savu, 1963). Conform

sursei citate, înclinarea straturilor este mai pronunțată (8-10°) pentru depozitele bazale (paleogene) și mult mai slabă (4-6°), pentru cele superioare (neogene).

Acesta este unul din motivul pentru care, formele structurale principale din podiș, menținute pe straturile mai rezistente la eroziune, se desfășoară concentric, într-un larg arc de cerc, al cărui centru ar corespunde cu aproximare localității Gherla (Savu, 1963).

Geneza reliefului structural monoclinal se leagă de adaptarea rețelei hidrografice la suprafața câmpiei piemontano-litorală, proaspăt exondată, alcătuită din întreaga suită de formațiuni eocene, oligocene și miocene, concordante între ele, dar discordante față de fundamentul cristalin, dislocat și scufundat (Savu, 1963).

Inițial rețeaua hidrografică s-a adâncit în sens consecvent, generând o serie de culoare de vale separate de interfluvii prelungi. Ulterior ea s-a diversificat prin apariția văilor cu caracter subsecvent, cele care au condus la detașarea podișului de masivele cristaline periferice și la schițarea liniilor generale de cueste. Acestea din urmă au început să se impună în morfologia podișului, aspect care se menține și în prezent, cu toate că procesele geomorfologice de la nivelul versanților determină fragmentarea lor.

Geneza unui relieful structural, asociat depozitelor monoclinale, a fost favorizată și de litologie, care prin existența unor orizonturi de calcare și a Tufului de Dej, a susținut menținerea unor fronturi structurale de tip cuestiform și a suprafețelor structurale asociate, pe suprafețe extinse, constituind, alături de văile subsecvente și consecvente, una din notele caracteristice ale podișului.

Relieful dezvoltat pe structuri monoclinale prezintă în cadrul Podișului Someșan diferențieri evidente de la o subunitate la alta, așa cum se va evidenția în continuare.

Relieful structural, datorat prezenței depozitelor dispuse monoclinal, reprezintă una din trăsăturile morfologice ale **Podișului Purcăreț-Boiu Mare**. Fronturile de cuestă, de la limita nordică a acestuia, au fost intens fragmentate de către afluenții de stânga ai Lăpușului, motiv pentru care din ele au rămas numeroși martori structuralo-erozivi, separați de înșeuări, care se încadrează în prezent Dealurilor Chioarului (Vârful Răpții 595 m, Vârful Măgura 558 m, Dealul Cornul Pleșei 557 m etc.) (Geografia României, III, 1987), situate în afara Depresiunii Transilvaniei, ca subunitate a Dealurilor de Vest. Abia mai la sud cuestele sunt mai unitare ele aparținând culmii structurale Prisnel (651 m) – Dealul Purcărețului (538 m) – Dealul Margina (570 m), aferentă Podișului Purcăreț Boiu Mare. Fronturile lor sunt orientate spre masivele cristaline Dealul Mare și Preluca, fiind dispuse pe un aliniament orientat de la sud-vest spre nord-est.

În aceste condiții, relieful structural din Podișul Purcăreț – Boiu Mare, în funcție de stadiul de evoluție la care a ajuns, permite individualizarea a două sectoare: unul nordic, mai înalt și intens fragmentat, și altul sudic, mai coborât și mai unitar (Geografia României, III, 1987).

Cuestele sectorului nordic au fost fragmentate de către afluenții Lăpușului, Bârsăului și Someșului, din ele rămânând martori structuralo-erozivi, modelați pe

calcare priaboniene și separați de înșeuări. Între acești martori, pornind de la sud-vest către nord-est, se remarcă: Dealul Poienița (512 m), Dealul Piatra Cozlei (584 m), Dealul Cozlei (543 m), Dealul Prisnel (651 m), Dealul Purcărețului (538 m), Dealul Margina (570 m), Dealul Purecoaia (565 m) Dealul Giorgiului (546 m), Vârful Podului (540 m) și Dealul Sălăuței (460 m).

În sectorul sudic relieful structural este mai uniform, sub aspect altitudinal, fiind vorba mai degrabă de suprafețele structurale, aferente frontului de cuestă, de la limita cu sectorul nordic. Calcarele, care în sectorul nordic mențin martorii structuralo-erozivi, în sectorul sudic se prezintă pe revers de cuestă, sub forma unor platouri cu doline și lapiezuri fragmentate de văi cu aspect de chei.

În partea vestică a Podișului Purcăreț-Boiu Mare se remarcă frontul de cuestă care se extinde, de la sud spre nord, între Jibou și Fericea. Emblematic este în acest sens Dealul lui Racoți sau Piscul Ronei (437 m) menținut pe gresia de Racoți. Începând cu Dealul Poienița (512 m) frontul de cuestă este conservat de calcarul eocen superior (Savu, 1963). Frontul de cuestă amintit este relativ unitar, fiind deranjat doar de pâlnia cataclinală, cu aspect de amfiteatru, în care se află localitatea Vădurele (Geografia României, III, 1987).

În **Dealurile Ciceului** cuestele existente, menținute pe depozite miocene, le continuă pe cele de la sud de Someș (din Dealurile Șimișna-Gârbou), închizând spre est ulucul depresionar Poiana Blenchii – Goștila (Savu, 1963). Dintre înălțimile orografice, proprii acestui aliniament de cueste, de la sud spre nord se remarcă: Dealul Dumbrava (566 m), Dealul Pleșei (525 m), Vârful Chicera (558 m) etc.

Și partea nordică a **Dealurilor Năsăudului** prezintă un relief tipic dezvoltat pe structuri monoclinale, al căror straturi înclină cu 15 – 20°, spre sud. Suprafețe structurale tipice, orientate și ele spre sud, cu altitudini de 850 – 900 m sunt menținute de orizonturile de gresii; ele sunt flancate spre nord de fronturi de cuestă, evidențiate de afluenții laterali ai următoarelor văilor consecvente: Sălăuța, Gersa, Rebra, Cormaia, adâncite și ele tot în formațiuni oligocene, dar mai puțin dure (șisturi disodilice sau marno-gresiile orizontului cu facies de fliș) (Geografia României, III, 1987). În condițiile date, în lungul râurilor apar sectoare pe care văile prezintă largiri apreciabile (cum este în cazul Sălăuței, care în aval de Telciu intersectează șisturi disodilice) în alternanță cu sectoare de defileu, menținute pe seama gresiilor (Geografia României, III, 1987).

Relieful structurilor monoclinale este caracteristic și părții de sud a Dealurilor Năsăudului, unde pe seama orizonturilor de conglomerate și gresii dure, burdigaliene, se mențin fronturi de cuestă, așa cum sunt cele din lungul afluenților de stânga, subsecvenți ai Sălăuței (văile Babei, Arșiței și Fântâniei), la care se adaugă cele de pe văile Vinului și Paltinului, în bazinetul depresionar Parva, aferent sectorului subsecvent al Văii Rebra (Geografia României, III, 1987).

Tot în acest context se remarcă suprafețele și structurale de pe dreapta Someșului Mare, dintre Feldru și Salva, care fiind modelate în gresii burdigaliene, prezintă înclinări cu valori cuprinse între 15 – 20°.

În partea sudică a Dealurilor Năsăudului, Culoarul Someșului Mare prezintă o asimetrie evidentă, izvorâtă din caracterul său subsecvent, raportat la structura monoclinală.

În Dealurile Năsăudului majoritatea văilor afluenților de dreapta ai Someșului Mare au caracter consecvent. Pe interfluviile care coboară spre sud, dinspre munte, apar și influențe structurale materializate în aliniamente de vârfuri, șei și mici platouri (Ielenicz, 1999).

În **Dealurile Șimișna-Gârbou** frontul de cuestă menținut pe depozite miocene se extinde începând de la vest de Dej (Dealul Podu Luncii cu altitudinea de 477 m) până la est de Rus, în Dealul Brașeului (463 m), pentru a se continua apoi și la nord de Someș (Savu, 1963). Dintre martorii structuralo-erozivi, prezenți la partea superioară a acestuia, de la est la vest, se remarcă: Muncelu Cetanului (486 m), Dealul Măgura (530 m), Dosu Fundăturii (540 m), Dealu Cetățeaua (504 m), Dealu Măgurii (535 m), Dealul Comoara (518 m), Dealul Onului (556 m), Dealu Șindilii (600 m) etc.

Una din văile consecvente a podișului este Valea Olpretului, cea care delimitează Dealurile Șimișna-Gârbou de Dealurile Clujului și Dejului. Ea se lărgeste considerabil în aval de Bobâlna, primind o serie de afluenți subsecvenți, de pe ambele părți, ai căror cueste sunt orientate spre vest.

Relieful structural, din **Dealurile Clujului și Dejului**, este strâns legat și el de prezența structurii monoclinale.

În sud-estul acestora relieful structural, de tipul fronturilor de cuestă, este menținut pe partea stângă a Văii Nădășelului, în aval de Sânpaul, și pe Valea Nădășului, între Mera și Baciul. La proeminența reliefului au contribuit și depozitele sedimentare aparținătoare Eggenburgian-ului (Acvitanianului/Rupelianului), reprezentate de gresii, nisipuri și marne dispuse alternant, la care se adaugă și orizonturi de calcare (Geografia României, III, 1987).

În partea estică a Dealurilor Clujului și Dejului fronturile de cuestă s-au format și menținut pe seama orizontului masiv al Tufului de Dej. Astfel, începând din Dealul Lombului sau Popești (682 m), situat la nord de Cluj-Napoca, în care orizontul de tufuri apare numai periferic, fiind acoperit cu argile și nisipuri sarmațiene, frontul de cuestă menținut de Tuful de Dej se continuă prin Dealul Nucului (667 m), Dealul Techeniș (549 m), Dealul Șinteu sau Șoimenilor (563 m), Dealul Vulturii (607 m), Dealul Bobâlna (689 m), Dealul Șigău (603), Dealul Măgurița (626 m) etc.

În partea vestică, a Dealurilor Clujului și Dejului, se remarcă prezența cuestelor de pe interfluviul dintre văile Popești și Nădășelu (Savu, 1963). Dintre martorii structuralo erozivi, de la partea superioară a cuestelor, de la sud la nord, se disting: Dealul Gălnaci (658 m), Dealul Sumurduc (566 m), Dealul Piținidea (557 m) etc.

De asemenea, principalele văi din Dealurile Clujului și Dejului (Popeștilor, Chintenilor, Feiurdenilor, Borșei, Lonei etc.), afluate de stânga ai Someșului Mic, sunt în general consecvente.

Valea Nadășului s-a adaptat structurilor monoclinale devenind una subsecventă, de unde și aspectul ei asimetric în profil transversal, cu un versant abrupt, sub formă de front de cuestă (cel stâng) și unul mai puțin înclinat (cel drept), suprapus unei suprafețe structurale. Alături de calcarele eocene, la menținerea fronturilor de cuestă din Culoarul Nadășului, contribuie și gresiile Oligocenului, fapt care explică menținerea unor altitudini de peste 600 m: Dâmbu Dealului (627 m), Dealul Turea (610 m), Dealul Urcușului (633 m), Dealul Chepei (618 m), Dealul Morunu (647 m), Dealul Mera (669 m) etc.

Relieful structurilor monoclinale este foarte bine evidențiat și în Culoarul Căpușului, al cărei trăsături principale, în profil transversal, este asimetria pronunțată, determinată de caracterul său subsecvent, pe linia de contact dintre cristalin și sedimentarul seriilor eocenului (Geografia României, III, 1987). Comparativ cu versantul drept, care are aspectul unei suprafețe structurale, cel stâng se prezintă sub forma unui front de cuestă etajat (fig. 6. 2), menținut de cele două orizonturi de calcare grosiere eocene, la care se adaugă orizontul Numulites perforatus și orizonturile de gresii calcaroase (Posea, 1963). Prezența acestor orizonturi dure dispuse în alternanță cu straturi mai moi a determinat apariția a trei șiruri de fronturi de cuestă (Posea, 1963):

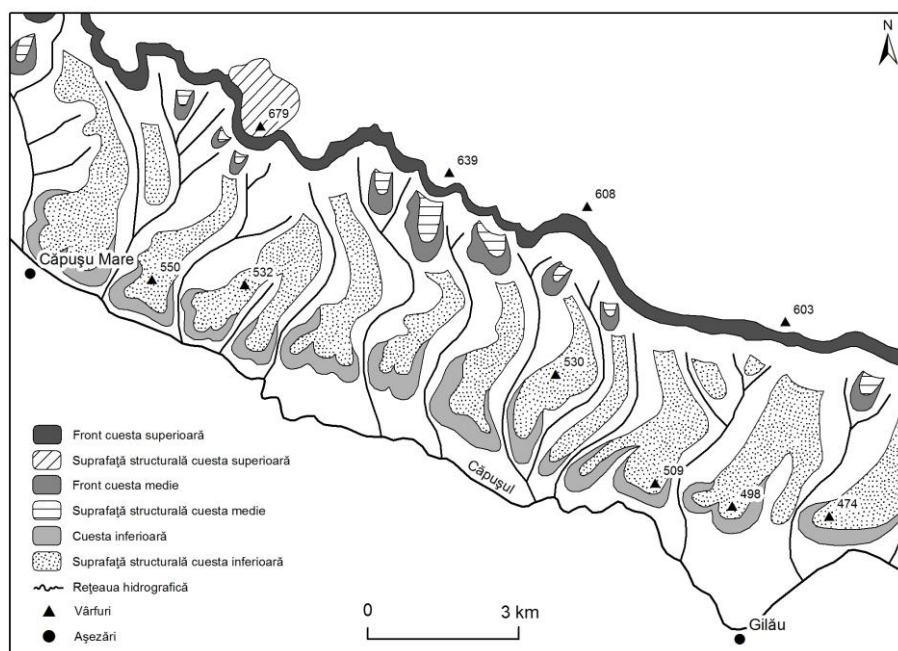


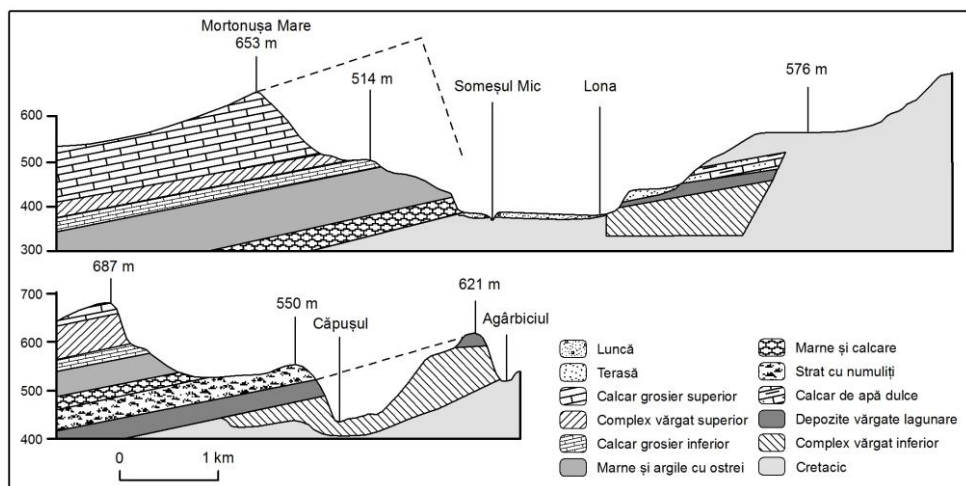
Fig. 6. 2. Relieful de cuestă de pe versantul stâng al Căpușului (prelucrare după Posea, 1963, p. 3)

- frontul de cuestă superior - menținut de calcarul grosier superior, este cel mai evident dintre toate, fiind în același timp cel mai vechi și mai înalt, având rol de interfluviu între Căpuș și Nadeș; prin denivelările de 100 – 150 m, ce îl caracterizează, el se prezintă sub forma unui front proeminent menținut la altitudini de 650 – 700 m (737 m, în martorul structural Dealul Ursului);

- frontul de cuestă mediu - format pe calcarele grosiere inferioare, este mai puțin dezvoltat având aspect de umeri situați la baza frontului superior; frontul este abrupt, dar are înălțimi de doar 40 m; se menține la altitudini de 550 – 600 m fiind fragmentat de afluenții obsecvenți ai Căpușului, care primesc aspect de pâlnii cataclinale (Geografia României, III, 1987);

- frontul de cuestă inferior - dezvoltat pe orizontul cu numuliți, este abrupt și prezintă diferențe altitudinale, între partea superioară și cea inferioară, de până la 100 m; el este fragmentat de văi obsecvente și are în profil transversal 3 – 4 trepte, date de straturile subțiri de calcare, gresie și conglomerate.

Suprafețele structurale care însoțesc cuestele din culoarele Căpușului și al Someșului Mic nu au fost sculptate decât indirect în orizontul de calcar, ele formându-se pe seama argilelor vârgate superioare care îl mulează (Savu, 1963).



**Fig. 6. 3. Profile transversale prin văile Someșul Mic și Căpuș
(prelucrare după Posea, 1963, p. 1)**

La rândul său, Culoarul Someșului Mic, între Gilău și Someșeni, prezintă o asimetrie evidentă, ca rezultat al adaptării rețele hidrografice la structura monocinală, de unde și caracterul său de vale subsecventă (fig. 6. 3). Versantul stâng se prezintă sub formă de front de cuestă etajat, – Dealul Viștea (600 m), Dealul Suceagului (637 m), Dealul Melcului (615 m) - , între Gilău și Cluj-Napoca, continuând frontul de cuestă din Culoarul Căpușului, pentru ca în aval de ultima

localitate indicată, frontul de cuestă să se mențină unitar, având un singur nivel (Geografia României, III, 1987). Pe teritoriul orașului Cluj-Napoca, la menținerea frontului de cuestă contribuie și gresia de Cetățuia.

Comparativ cu acesta, versantul drept este prelung, fiind etajat la partea inferioară, datorită prezenței teraselor Someșului Mic.

În aval de Someșeni, caracterul se subsecvență al văii diminuează treptat, pe măsură ce Someșul Mic primește o poziție oblică, față de înclinarea generală a straturilor, odată cu intersectarea cutelor diapire, din partea vestică a Câmpiei Transilvaniei.

Interfluviul dintre Nadăș și Căpuș, fiind încadrat de două văi asimetrice, prezintă și el o evidentă asimetrie, de natură structurală. Este vorba de un front de cuestă, menținut pe orizonturile cu calcare grosiere eocene, cu declivități cuprinse între 30 – 45°, orientat spre Culoarul Căpușului, și de o suprafață structurală, cu aspect de revers de cuestă a cărei lățimi maxime ajung la 4 – 5 km, orientată spre Culoarul Nadășului.

Afluenții consecvenți, de dreapta ai Nadășului, (Inuc, Macău, Gârboel, Arvat, Viștea, Suceagu, Valea Lungă etc.), au fragmentat suprafața structurală, generând în cursurile lor superioare, mici bazinete de eroziune selectivă, menținute suspendate de calcarele prezente în sectorul inferior.

Cu toate că în Podișul Someșan, fronturile de cuestă dau nota de specificitate a reliefului structural, dezvoltat pe depozite monoclinale, nu același lucru se poate spune și despre suprafețele structurale. Cu unele excepții, așa cum este în cazul Podișului Purcăreț-Boiu Mare, suprafețele structurale tipice nu se evidențiază decât cu totul sporadic, având extensiuni reduse, din cauza compartimentării și fragmentării intense, de către rețeaua de văi (Savu, 1963). S-a ajuns astfel la transformarea lor într-o serie de culmi prelungi, paralele și asimetrice, care se desprind de la partea superioară a fronturilor de cuestă. Caracterul tipic, al suprafețelor structurale, se păstrează mai ales în partea de racord cu linia fronturilor de cuestă, unde este cel mai bine exprimat caracterul morfotectonic inițial (Savu, 1963). Alături de rețeaua hidrografică, o contribuție semnificativă la fragmentarea suprafețelor structurale, acolo unde acestea au fost menținute pe orizonturi de calcare, au avut-o procesele carstice, cele care le-au adus până la stadiul de martori structurali, așa cum este în cazul Podișului Purcăreț-Boiu Mare.

Se poate **concluziona** că, relieful Podișului Someșan are aspectul unor culmi succesive, asimetrice în profil, al căror front de cuestă este orientat spre exterior, în timp ce suprafețele structurale se îndreaptă spre interior; culmile sunt despărțite de văi, asimetrice și ele în profil transversal (Coteț, 1973).

Predominarea structurii monoclinale în Podișul Someșan a determinat geneza celui mai evident relief structural din Depresiunea Transilvaniei, în care dominant

este relieful de cuestă, împreună cu tot complexul de forme complementare sau secundare ce îl însoțește (Posea et al., 1974).

Menținerea fronturilor de cuestă a fost favorizată de existența unor orizonturi de roci mai rezistente la eroziune: calcare grosiere, tufuri și conglomerate compacte (Posea, 1963).

Dintre fronturile de cuestă cele mai dezvoltate sunt cele formate pe straturile eocene, ce se desfășoară ca o fâșie de la Cluj-Napoca la Huedin, pentru a se continua apoi pe partea estică a Munților Meseș până în Depresiunea Lăpușului (Posea et al., 1974). Conform autorilor citați, ele sunt urmate, ca importanță, de fronturile de cuestă formate pe depozite oligocene, apoi cele de la contactul Formațiunii de Hida cu Eocenul și de cele de la contactul Badenianului cu Formațiunea de Hida, toate descriind arcuri mari curbate spre vest.

Suprafețele structurale, aferente fronturile de cuestă, au fost fragmentate de către procesele geomorfologice actuale și periglaciare, fiind transformate în alinamente de vârfuri, menținute aproximativ la aceeași altitudine, separate se șei și platouri cu suprafețe reduse.

Prezența structurii monoclinale în podiș este evidențiată și de modul de dispunere a văilor, care prezintă un caracter cu totul aparte, raportat la Valea Someșului (sectorul Dej – Jibou), care este orientată contrar înclinării straturilor, având astfel un caracter obsecvent. Văile Agrișului și Almașului sunt considerate subsecvente, iar toți afluenții de stânga ai Someșului Mic, în aval de Cluj-Napoca, ar putea fi considerate ca văi resecvente (Coteș, 1973). Alături de văile principale, care au mai ales caracter subsecvent și consecvent, majoritatea văilor de ordin inferior au caracter obsecvent și resecvent.

În **Câmpia Transilvaniei** relieful dat de structurile monoclinale se leagă de înclinarea generală a straturilor dinspre partea de vest spre partea centrală a acesteia (Posea et al., 1974; Geografia României, III, 1987); mai trebuie adăugat că, pe alocuri, ele sunt deranjate diapir, sub formă de cute și boltiri de tip dom și brahianticlinal, așa cum se va detalia într-un subcapitol următor.

În jumătatea nordică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Someșană) înclinarea generală a straturilor, către răsărit, este foarte bine evidențiată de prezența frontului de cuestă major Gădălin – Bonțida – Gherla, de pe dreapta Someșului Mic (Geografia României, III, 1987). La est de aceasta, până în Valea Fizeșului, conform înclinării generale spre est, se dezvoltă mai ales văi consecvente (Sic, Puini, Ghiriș etc.), la care se adaugă și o serie de culmi interfluviale, descendente și ele către partea mediană a câmpiei, însoțite de fronturi de cuestă evidente și monoclinuri prelungi în direcția Văii Fizeșului (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, primul aliniament de culmi jalonează îndeaproape cuesta Someșului Mic, păstrând altitudini destul de ridicate de 450 – 520 m (Dealurile Gădălin 475 m, Sic 479, Țanălu 522 m, Harsa 521 m etc.), în timp ce al doilea, dispus paralel cu primul

(sud-nord), are rol de cumpănă morfologică între Someșu Mic și Fizeș, fapt dovedit și de altitudinile absolute ce depășesc 500 m (Țigla Frata 526 m, Picuieț 551 m, Chicera 560 m etc.).

De asemenea, partea nordică a câmpiei se termină, spre Culoarul Someșului Mare, prin intermediul unui front de cuestă, care se extinde pe aproape 20 de km, între Coldău și Mica (Pop, 2001).

Și în jumătatea sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Mureșană) este prezent relieful structural aferent depozitelor monoclinale. Astfel, comparativ cu partea centrală a Câmpiei Mureșene, care are aspectul unei arii colinare cu orientări nedefinite ale culmilor, marginile vestice și estice ale acesteia sunt dominate de interfluvii prelungi, destul de late, dar cu o asimetrie pronunțată (Geografia României, III, 1987).

Pornind din vecinătatea Culoarului Arieșului, al cărui versant stâng este reprezentat de frontul de cuestă desfășurat între Hădăreni și Turda (Coasta Grindului), se succed spre est, o serie de fronturi de cuestă abrupte și versanți monoclinali prelungi (aferenți suprafețelor structurale), cu valori reduse ale declivității, până în bazinul Văii Ludușului (Geografia României, III, 1987).

Conform sursei citate, fronturile de cuestă sunt etajate din cauza prezenței straturilor dure, de tipul gresiilor și al tufurilor. Alături de acestea sunt prezente și suprafețe structurale, pe care există alunecări masive de teren de tip glimee; împreună cu fronturile de cuestă, ele dau nota de specificitate a reliefului din Câmpia Transilvaniei (Gârbacea, 1992).

Fronturile de cuestă de pe partea stângă a Culoarului Arieșului se continuă spre est delimitând sudul câmpiei, formând în același timp versantul drept al Culoarului Mureșului.

O situație similară se întâlnește în partea estică a Câmpiei Mureșene, unde de la est de Valea Comlodului și până la contactul cu Dealurile Bistriței (subunitatea Culmea Șieului) sunt prezente fronturi de cuestă, dispuse sub forma unor culmi prelungi, străjuite de versanți asimetrice modelați în roci mai rezistente de tipul gresiilor, marnelor compacte și tufurilor, pe alocuri cutate (Geografia României, III, 1987).

Din cauza modului de înclinare a depozitelor râurile afluate Someșului Mic și Someșului Mare (Gădălin Fizeș, Bandău, Meleș etc.) prezintă fronturi de cuestă pe partea dreaptă, în timp ce râurile colectate de Mureș (Comlod, Pârâul de Câmpie etc.) și Arieș (Valea Largă și Valea Florilor) au fronturile de cuestă pe partea stângă (Pop, 2001).

Toate acestea denotă că, relieful tipic de cuestă se leagă de înclinarea generală a straturilor, către partea centrală a Câmpiei Transilvaniei.

Prezența unui monoclin în **Podișul Târnavelor**, ce înclină ușor spre nord, deranjat pe alocuri de cute și domuri diapire, a stat la baza constituirii fronturilor

de cuestă pe partea dreaptă a râurilor principale: Mureș, Târnava Mică, Târnava Mare, Secașul Mic, Secașul Mare și Olt.

Alături de acestea se remarcă cele de pe afluenții râurilor principale (în Podișul Secașelor, Dealurile Dumbrăvenilor etc.), care uneori sunt însoțite de suprafețe structurale, menținute pe straturi mai dure de gresii, conglomerate sau tufuri de vârstă badeniană și sarmațiană (Posea et al., 1974). Conform autorilor citați, fronturile de cuestă, din văile secundare, sunt de cele mai multe ori de tip unghiular sau oblic, precum sunt și cele de pe Valea Visei, vale consecventă, dar ai cărei afluenți, sunt subsecvenți și au fronturi de cuestă dezvoltate, ca de exemplu pe Valea Calva.

La nivel regional, în cadrul Podișului Târnavelor se există diferențe de la o subunitate morfostructurală la alta, în funcție de modul cum a avut loc adaptarea rețelei hidrografice, la depozitele dispuse monoclinale.

Datorită structurii monoclinale, care înclină de la sud la nord, văile principale din **Dealurile Târnavei Mici** sunt asimetrice, având un versant drept mai abrupt sub formă de front de cuestă și unul strâng mai lin, suprapus unor suprafețe structurale. În această subunitate există și alte tipuri de cueste, dar ele sunt rezultatul adaptării rețelei hidrografice la structuri diapire.

Referitor la fronturile de cuestă din Dealurile Târnavei Mici este interesant punctul de vedere exprimat de Jakab (1979b), cel care precizează că la geneza lor, alături de structură, un rol hotărâtor l-au avut procesele geomorfologice de la nivelul versanților, desfășurate în condiții climatice specifice (periglaciare din Cuaternar) și pe un substrat alcătuit din roci friabile. Autorul citat menționează și existența unor asimetrii introduse de expoziție, în sensul că versanții expuși spre sud, sud-vest sau vest sunt mai abrupti, fără ca formațiunile litologice să aibă o înclinare inversă, adică lipsește condiția structurală. Astfel asimetriile, cauzate predominant de procese morfoclimatice, reprezintă doar un stadiu în evoluția versanților grefați pe roci moi (Jakab, 1979b).

Relieful structural din **Podișul Hârtibaciului** se leagă în principal de existența structurilor monoclinale. Lipsa unor straturi dure, care să se dezvolte pe întinderi considerabile, justifică în mare parte absența suprafețelor structurale (Geografia României, III, 1987). În aceste condiții cele mai evidente forme de relief structural sunt reprezentate de fronturile de cuestă, păstrate îndeosebi pe depozitele nisipo-grezoase ale Pannonianului.

Fronturile de cuestă din Podișul Hârtibaciului sunt de mai multe tipuri; dintre acestea se remarcă următoarele (Grecu, 1992):

- *fronturile de cuestă liniare* - sunt caracteristice îndeosebi pe partea stângă a afluenților de dreapta ai Hârtibaciului; în categoria lor se includ frontul de cuestă al Zăvoiului (cu o lungime de aproximativ 6 km), frontul de cuestă al Ghijasei (este bine păstrată în Dealul Alțâna și în aval de acesta), fronturile de cuestă din cursul inferior al râului Coveș, Valea Stricată, Pelișor, Proștea și Ruja;

- *fronturile de cuestă unghiulare* - sunt specifice sectoarelor de confluență ale râurilor cu Hârtibaciu, între localitățile Alțâna și Benești; în categoria lor se cuprind: frontul de cuestă al Dealului Vecerd (situat la confluența râurilor Vecerd și Zlagna), frontul de cuestă al Dealului Ighiș (se continuă în lungul Hârtibaciului - prin dreptul localității Benești - până spre confluența cu Albacul, cu frontul de cuestă de la Benești și Coasta Vărdului), frontul de cuestă al Bârghișului sau Coasta Mare (este prezent pe stânga văii și se extinde din aval de Bârghiș până la confluența cu Hârtibaciu), frontul de cuestă al Coveșului etc.;

- *fronturile de cuestă semicirculare* - se întâlnesc în sectoarele în care râurile formează un traseu circular; se remarcă în acest sens frontul de cuestă din interiorul cotului Hârtibaciului din aval de Benești, frontul de cuestă al Albacului, situat la confluența Hârtibaciu – Albac.

Majoritatea fronturile de cuestă menționate sunt afectate de intense procese geomorfologice de versant, care au determinat fragmentarea lor și apariția unor vârfuri conice, cu aspect de martori structuralo-erozivi. Ei sunt delimitați de înșeuări largi, ce dau fronturilor de cuestă un aspect festonat, motiv pentru care, multe din fronturile de cuestă liniare sunt în același timp și fronturi de cuestă festonate (Grecu, 1992).

Fronturile de cuestă menționate sunt prevăzute pe revers cu suprafețe structurale, pe alocuri relativ bine conservate, dar în general fragmentate de către rețeaua hidrografică de ordinul unu (în sistemul Horton-Strahler), așa cum este de exemplu în cazul versantului drept al Văii Coveș.

În ***Podișul Secașelor*** depozitele depuse monoclinal înclină spre centrul Depresiunii Transilvaniei.

În cadrul relieful structural specific se remarcă fronturile de cuestă dezvoltate pe dreapta Secașului Mare și Secașului Mic. Pe alocuri acești versanți cuestiformi au aspect de abrupturi de împingere, așa cum se întâmplă în cazul Secașului Mare între Apoldu de Jos și Miercurea Sibiului (Geografia României, III, 1987), sporind caracteristica de asimetrie a culoarelor de vale.

Prezența depozitelor dispuse monoclinal, pe cea mai mare parte a podișului, a determinat ca rețeaua hidrografică să fie adaptată fidel la structură, formându-se văi consecvente (afluenții de stânga ai Secașului Mic: Valea Lunca Satului, Valea Pustie, Valea Trecătoarea, Valea Hâncii, Valea Păucii, Valea Ungureiului, Valea Măghieratului, Valea Bolânda, Valea Ohaba, Valea Gârbău sau Berghin și Valea Henig, apoi afluenții de stânga ai Târnavei Mari și Târnavei: Valea Șeica, Valea Soroștin, Valea Țapul, Valea Cenade, Valea Spătacului, Valea Vezei, Valea Tiur și Valea Izvorul Iezerului), văi subsecvente (Valea Secașului Mic – sectorul Sădinca - Colibi) și văi obsecvente, care fragmentează cuesta de pe dreapta Secașului Mic (Valea Hreanului, Valea Cinezii, Valea Cergăului de Secaș, Valea Padina, Valea lui Bărau etc.)

Revenind la valea subsecventă a Secașului Mic, ea se caracterizează printr-o asimetrie evidentă, dată de prezența unui versant abrupt pe partea dreaptă, sub formă front de cuestă, și un versant prelung, pe partea stângă, cu aspect de suprafață structurală. Versantul de pe partea dreaptă, cu toate că la începutul schițării lui a fost unul unitar, cu aspect de front de cuestă, în prezent el este fragmentat de afluenții de dreapta, obsecvenți, care la obârșii prezintă fronturi de cuestă derivate de formă circulară. S-a ajuns în aceste condiții la un front de cuestă festonat, întrerupt de o serie de înșeuări de obârșie, care delimitează martori structurali, de formă prismatică (Raboca, 1995), ce jalonează interfluviul dintre Secașul Mic și Târnava Mare; în categoria acestora din urmă se remarcă: Dealul Comenzii (494 m), Vârful la Brazi (488 m), Dealul Verigerului (482 m), Dealul Vârtopului (465 m), Dealul Bătrâna (362 m), Dealul Viile Colibi (371 m) etc.

Datorită friabilității litologice și în Podișul Secașelor suprafețele structurale sunt slab reliefate și puțin extinse spațial (Raboca, 1985), ele fiind păstrate doar pe interfluviile principale.

În cadrul **Depresiunii Lăpuș** relieful structural, aferent depozitelor dispuse monoclinal, se leagă de prezența depozitelor eocene și ale Miocenului inferior (Formațiunea de Hida).

Dintre formele structurale tipice depozitelor eocene se remarcă Suprafața Vârtoapele (Posea, 1962a), situată în sud-estul depresiunii. Cu toate că dezvoltarea ei s-a legat de prezența depozitelor eocene, nivelul său topografic retează sub un anumit unghi și depozite oligocene (Posea, 1962a).

Conform autorului citat, diferențele introduse de vârsta rocilor care aflurează pe suprafața sa, permit individualizarea a trei fâșii longitudinale:

- prima, dezvoltată pe eocen, este fâșia dinspre râul Lăpuș ea reprezentând într-adevăr suprafața structurală; prezintă mai multe trepte orientate cu fruntea spre sud, are numeroase doline, iar văile o străbat inclusiv transversal și creează mici chei și terase structurale inverse;

- a doua este fâșia dezvoltată pe oligocen; ea este în general orizontală și cu aspect mamenlonat; caracterul de suprafață structurală este mult mai atenuat, fiind mai bine păstrată doar la vest de satul Văleni; uniformitatea acestei fâșii este deranjată de o serie de bazine mai largi, cu aspect depresionar: Depresiunea Rohia, bazinul Poiana Porcului, bazinul Văleni (ține până la Culmea Maurii), bazinul Peteritei și bazinul Vima Mică;

- a treia fâșie este mai îngustă, înclină spre nord și este constituită din conuri de dejecție unite într-un glacis, făcând legătura spre Culmea Breaza.

La nord Suprafața Vârtoapele este retează subsecvent de către râul Lăpuș, rezultând un versant mai abrupt denumit Cuesta Lăpușului (Posea, 1962a), a cărei parte superioară este menținută de calcare eocene (fig. 6. 4); ea începe din dreptul orașului Târgu Lăpuș și se continuă și la vest de ieșirea Lăpușului din depresiune. În afară de

Cuesta Lăpuşului, tot în cadrul Suprafeţei Vârtoapele, mai există unele cueste incipiente, date de oligocen, care sunt aliniate în spatele celei principale, motiv pentru care cuesta de pe stânga Lăpuşului apare dublată sau chiar triplată (Posea, 1962a). La partea inferioară a frontului cuestei menţionate, conform sursei citate, datorită diferenţelor impuse de litologie s-au format trepte şi prispe structurale.

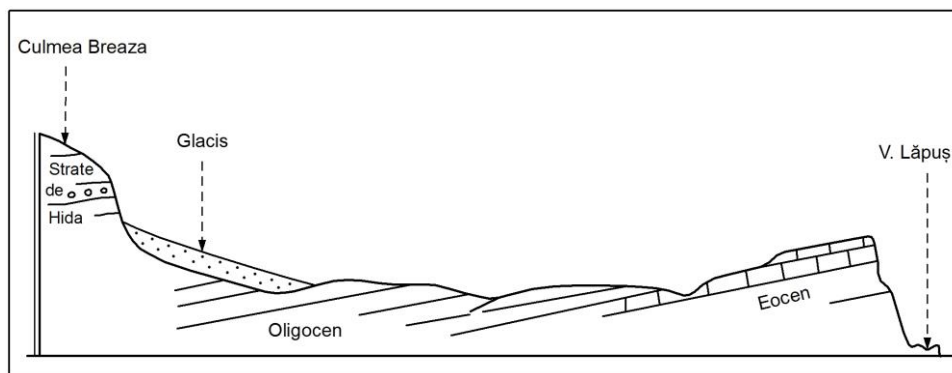


Fig. 6. 4. Profil transversal peste Suprafaţa Vârtoapele (Posea, 1962a, p. 247)

Caracteristic Formaţiunii de Hida, întâlnită în Culmea Breaza, este înclinarea straturilor către sud, aspect care concură la geneza unui relief structural pe depozite monoclinale. La formarea acestuia, alături de structură, contribuie şi litologia, fiind vorba de gresii şi conglomerate slab cimentate. Prezenţa acestui monoclin, în partea sudică a Depresiunii Lăpuş, se leagă de constituţia Culmii Breaza, care este o unitate structurală cu aspect de sinclinal suspendat (Posea, 1962a). În urma adaptării reţelei hidrografice, au rezultat atât văi subsecvente (Rohia şi Suciul), cât şi văi obsecvente (afluenţii de stânga ai râurilor Rohia şi Suciul).

În Dealurile Bistriţei depozite dispuse monoclinale se întâlnesc mai ales în Dealurile Ardanului (Piemontul Călimanului). Cu toate că depozitele sarmaţiene din piemont sunt dispuse monoclinale, caracterul structural nu se manifestă în relief (Gârbacea, 2015). Acest fapt este datorat, în mare parte, caracterului consecvent al reţelei hidrografice, care drenându-se din Munţii Căliman îşi menţine pe de o parte aceleaşi direcţii şi pe suprafaţa depozitelor sedimentare, iar pe de altă parte nu şi-a dezvoltat afluenţi viguroşi, care prin adaptare la structură să devină văi subsecvente, delimitate de cueste şi suprafeţe structurale. Excepţie fac unele sectoare din bazinul Ardanului (Dealul Uriş) şi bazinul Sebişului (Dealul Horodiştea Sebişului) care se prezintă sub forma unor culmi asimetrice (Gârbacea, 2015).

Un relief structural mai evident, pe depozite monoclinale, se întâlneşte doar în extremitatea nordică a Piemontului Călimanului, spre Susenii şi Prundul Bârgăului. Este vorba de prelungirea, de la nord de Valea Bistriţei, din Dealurile Făgetului sau Prislopului (cum le denumeşte Gârbacea în 1957), a unui relief

monoclinal menținut pe Tuful de Dej. Reprezentativ este în acest sens frontul de cuestă ce domină Valea Bistriței între Prundul Bârgăului și Josenii Bârgăului. Spre sud frontul de cuestă se continuă cu o suprafață structurală tipică (Gârbacea, 1957).

Tot în categoria reliefului structural se include și frontul de cuestă, din nordul Dealurilor Bistriței, de pe partea stângă a Culoarului Someșului, sculptat în gresii de vârstă Miocen inferioară (burdigaliene).

În **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt**, făcând excepție de la prezența cutelor diapire, se poate constata că toate depozitele sarmațiene, dar mai ales cele panoniene se așază într-o dispoziție monoclinală de mare amploare, cu lăsări spre Munții Harghita și Gurghiu (Mac, 1972). Conform autorului citat, acest fapt se reflectă în relief prin mari fronturi structurale, orientate spre vest, și prin șiruri de culmi orientate nord-sud (exemplu Cetatea Bădeni – Vârful Tare, Vârful Lict – Dealul Homat).

Cuestele aferente depozitelor dispuse monoclinal se prezintă sub forma unor fronturi structurale, evidențiate mai mult de către obârșiile văilor și mai puțin de râuri subsecvente (Mac, 1972). Pe monoclinurile care însoțesc spre est marile fronturi structurale, conform autorului citat, rețeaua de văi a scos în evidență cueste secundare, care se întretaie în unghi drept cu cele superioare. Exemple tipice în acest sens sunt frontul de cuestă de pe dreapta pârâului Blond, alungit nord-sud, din Dealul Kio Silit în Dealul Fetios, apoi cel de la nord de Târnava Mare, în Dealul Capul Popii, până în creștetul Dealului Rez, frontul de cuestă de pe dreapta pârâului Văleni, prelungit din înșeuarea Chinușu – Văleni, la nord de Târnava Mare, în Dealul Cireșenilor, până în extremitatea estică a Culmii Rezului (Mac, 1972).

Tot în acest context, deosebit de semnificativă este cuesta Cetatea Bădeni – Lict – Homat, ce apare ca un prim val de culmi asimetrice, ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, apoi frontul structural Gherghelău - Doi Gemeni – Dealul Architei – Cetatea Urișilor, formează al doilea val de culmi, și în sfârșit, cuesta de pe dreapta pârâului Scroafei, schițată începând din înșeuarea Fișer – Saschiz (640 m) și marcată de dealurile Roadeș și Muntele Înalt, ce reprezintă al treilea aliniament (Mac, 1972).

În această subunitate, alături de cuestele majore datorate dispunerii monoclinale a depozitelor geologice, se remarcă existența unei serii de cueste rezultate în urma adaptării rețelei hidrografice, la stilul tectonic al cutelor diapire din estul Depresiunii Transilvaniei.

Relieful aferent structurilor monoclinale din **Depresiunea Făgăraș** se leagă de modul de dispunere a depozitelor mio-pliocene, care înclină spre nord, cu 8 – 12°, în partea centrală și de nord a depresiunii și cu 30 – 45° la contactul cu muntele, în dealurile submontane (Popescu, 1990).

Adaptarea Văii Oltului, la acest mod de dispunere a depozitelor, îi conferă Depresiunii Făgăraș un evident caracter subsecvent, mai cu seamă prin raportarea la Frontul de cuestă Nord-Făgărașan, cel care o delimitează spre nord.

Acesta din urmă prezintă o dezvoltare continuă, pe o distanță de circa 85 km, fiind fragmentat pe alocuri de afluenții de dreapta ai Oltului (Popescu, 1990), care primesc caracter obsecvent. Autorul citat îi împarte pe aceștia în cinci categorii:

- ravene, ogașe și văiugi de alunecare - dezvoltate în arealul versantului cuestic, prin morfodinamica deosebit de activă care le caracterizează contribuie la retragerea frontului de cuestă;

- văi torențiale mici - prin evoluția lor regresivă contribuie la festonarea frontului de cuestă;

- văi torențiale mari cu tendință de străpungere a frontului de cuestă - sunt mult lărgite datorită alunecărilor de teren care le-au reluat;

- văi torențiale mari, care au străpuns frontul de cuestă prin eroziune regresivă – în spatele cărui și-au format bazine de recepție dezvoltate prevăzute cu versanți înclinați de tip cuestiform, care formează un al doilea aliniament de fronturi de cuestă;

- văi mari - au caracter general obsecvent și fragmentează atât Frontul de cuestă Nord-Făgărașan, cât și sudul Podișului Hârțibaciului; prin ramificațiile lor subsecvente au format în interiorul podișului alinamente de fronturi de cuestă paralele cu frontul din nordul Depresiunii Făgăraș; în categoria lor se înscriu văile: Ostimposa, Făgetelului, Colunului, Goldbach, Poeniței, Morii, Lacului etc.

La rândul ei și partea sudică a Depresiunii Făgăraș, cunoscută sub denumirea de Dealurile Sud-Făgărașene, constituite din formațiuni miocene, cu înclinări de 12 – 45°, formează al doilea ansamblu de relief structural pe formațiuni dispuse monoclinale. De exemplu, în Dealurile Șercăiței versanții cu aspect de front de cuestă, situați pe stânga văilor: Puturoasa, Aninoasa, Cârlișteaua și Plopoasă, se prezintă sub forma unor glacisuri de front structural, terminate la 4 – 5 m deasupra terasei de luncă (Popescu, 1990). Conform sursei citate, la partea superioară, glacisurile sunt străjuite de un front structural de 10 – 15 m înălțime, menținut în relief din cauza intercalării unor orizonturi subțiri de tufuri badeniene. De asemenea, între văile Lăița și Șercăița relieful structural cu toate că este mai slab conturat, este prezent prin asimetriile de cuestă din Fruntea Malului, Vârful Dealului, Plaiul Luminile, Stermina, Păucii, Ursoaia și Gârlățelul (Popescu, 1990). Comparativ cu exemplul precedent, Dealurile Măguricea, prin fronturile de cuestă din Smida Sărății, de pe dreapta văii Tunsului și din Măguricea (654 m), precum și prin bazinul subsecvent de la obârșia Lișcovului, sunt mult mai bine adaptate la structura monoclinale a formațiunilor miocene (Popescu, 1990). O situație similară, conform sursei citate, se întâlnește și în dealurile situate la vest de Râul Mare al Avrighului, unde relieful structural este reprezentat prin frontul de cuestă, cu direcție est-vest din dealurile Morii-Dealul cu Humă-Blidăria și bazinele subsecvente dezvoltate pe văile Racovița și Mârșa.

În **Depresiunea Apold**, relieful structural, aferent depozitelor dispuse monoclinale, este specific părții sudice a acesteia, unde straturile înclină spre nord-

est. Cele mai reprezentative elemente structurale sunt frontul de cuestă de pe partea dreaptă a Secaşului Mare şi văile subsecvente şi consecvente.

În cadrul acestei depresiuni se remarcă Valea Secaşului Mare, care are rol de colector principal. Raportată la structura monoclinală, care înclină spre nord, această vale este una subsecventă, ea având pe partea dreaptă un front de cuestă proeminent, dar fragmentat de către afluenţii care vin din Podişul Secaşelor: Valea Bozului, Valea Doştatului, Valea Satului etc.

În categoria văilor consecvente se înscriu cele care se drenează dinspre Munţii Cindrelului şi au o direcţie de curgere de la sud-vest spre nord-est, conform cu înclinarea straturilor: Valea Apold, Valea Dobârca, Valea Pustia, Valea Gârbova, Valea Reciu, Valea Călnic şi Valea Răhău (Sandu, 1998). Aceste văi au afluenţi scurţi, cu o dispoziţie subsecventă faţă de structură, dar fără să se impună morfologic prin forme de relief structural.

În cadrul **Podişului Păniceni** alături de relieful structurilor boltite se remarcă şi cel aferent depozitelor dispuse monoclinal. Este vorba în acest sens de linia de cueste, ale calcarului grosier din Podişul Someşan şi Culoarul Căpuşului, care după ce încadrează periferic butoniera de la Leghia, se continuă la vest de Izvorul Crişului în Depresiunea Huedin.

Prezenţa depozitelor depuse monoclinal, în **Depresiunea Huedin**, a determinat geneza fronturilor de cuestă. Dintre acestea reprezentativ este cel de pe dreapta Văii Crişului Repede, menţinut de orizontul de calcar grosier, care se extinde de la Izvorul Crişului până la Brăişoru (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, frontul de cuestă respectivă este fragmentat de către torenţi care generează pâlnii cataclinale. Prin adaptarea la structură Valea Crişului Repede a primit un caracter subsecvent.

Alături de frontul de cuestă, de pe partea dreaptă a Crişului Repede, formarea unui relief specific structurilor monoclinale, reprezentat prin succesiuni de fronturi de cuestă, suprafeţe structurale, martori de eroziune, a fost favorizat în Depresiunea Huedin şi de alternanţa dintre orizonturile mai rezistente (calcare grosiere şi marne) şi cele mai friabile, reprezentate de argile vărgate (Geografia României, III, 1987).

S-a ajuns astfel, ca în Depresiunea Huedin, să se formeze unul dintre cele mai tipice reliefuli structurale pe depozite monoclinale, unde chiar dacă fronturile de cueste nu sunt unitare, domină martorii de eroziune şi culoarele de vale subsecvente, bine adaptate la structură, cum este în cazul Călatei şi a afluenţilor de stânga ai Crişului Repede (Valea Nearşova, Valea Domoşu etc.) (Posea et al., 1974). Văile secundare au în aproape toate cazurile fronturi de cuestă menţinute la partea superioară de pachete de calcare.

În **Depresiunea Almaş-Agrij** relieful structural se leagă de continuarea monoclinului, care înclină spre nord, din Podişul Păniceni şi Depresiunea Huedin. Astfel, în bazinul Almaşului, prezenţa structurilor dispuse monoclinal a

generat un relief specific, majoritatea afluenților de stânga având un caracter subsecvent, în timp ce afluenții de dreapta sunt obsecvenți, în bazinul superior (Geografia României, III, 1987), și parțial subsecvenți, în cel mijlociu și inferior; în același timp, prin raportare la înclinarea generală a depozitelor oligocene, Valea Almașului, în sectorul superior, este consecventă.

De asemenea, în partea sudică și sud-estică a depresiunii, sunt tipice subsecvente următoarele văi: Valea Fârtei, Valea Lungă, Valea Fildului până la Fildu de Sus, Valea Băbiului, de la obârșie până la Băbiu, Pârâul Ursului, Valea Guniaga, Valea Meștereaga, Valea Benaia, Valea Mierței (Savu, 1963). La acestea se adaugă apoi, următoarele văi parțial subsecvente: Valea Chendremalului, Valea Sântă Măria și Valea Mare (toate afluențe de stânga ale Almașului), Valea Cubleșului cu afluenții săi, Valea Bredișorului, Valea Stoborului, Valea Sâncraului, Valea Dolului, Valea Zăghidului, Valea Ugruțului, Valea Dragului, Valea Sâmpetrului (toate afluențe de dreapta ale Almașului) (Savu, 1963). În cadrul acestor văi se remarcă prezența fronturilor de cuestă slab fragmentate, motiv pentru care se mențin unitare pe distanțe cuprinse între 3 și 12 km, orientate spre vest - sud-vest și cu valori ale pantelor care uneori ajung la 45-50° (Savu, 1963). Alături de fronturile de cuestă există și suprafețe structurale fragmentate, de către râuri de ordin inferior, de tip resecvent.

La rândul ei, Valea Agriului, între Românaș și Lupoia, are pe partea dreaptă un versant sub formă de front de cuestă, fragmentat de către afluenții acestuia.

În partea sud-estică a depresiunii, la contactul cu Podișul Pâniceni, afluenții Almașului au compartimentat intens platforma structurală, menținută de calcarul grosier superior, formând câteva fronturi de cuestă secundare, așa cum sunt cele din Dealul Gurguetu Mare (639 m), de la sud de localitatea Gălășeni, și Dealul Crucii (629 m), la sud de stația Stana (Savu, 1963).

În același sector, calcarele grosiere superioare, a căror extensiune crește treptat în lățime, până la 7-8 km, în sectorul Șaula-Petrindu, dau un relief structural mult mai reprezentativ, dar și mai complex.

Referitor la tipologia lor, fronturile de cuestă, care însoțesc văile din Depresiunea Almaș-Agrij, sunt de două tipuri (Geografia României, III, 1987): structurale, pe toți afluenții de dreapta și de stânga ai Almașului, cu deosebire până la Hida și de subâmpingere, pe malul drept al Almașului și Agriului, dar numai în cursul inferior.

Un relief structural aparte, în Depresiunea Transilvaniei, s-a format la contactul dintre formațiunile mai rezistente ale muntelui și cele mai friabile ale depresiunii. Eroziunea care a avut loc la acest contact, îndeosebi prin intermediul rețelei hidrografice, s-a făcut în detrimentul depozitelor din depresiune, care au fost depuse discordant pe rama joasă a muntelui. S-au format astfel o serie de unități depresionare (Făgăraș, Sibiu, Săliște, Apold, Huedin, Almaș-Agrij etc.) și culoare de vale (Culoarul Turda – Alba Iulia, Culoarul Căpușului etc.), cu caracter

subsecvent, al căror versant, dinspre Podișul Transilvaniei, se prezintă sub forma unui front abrupt, cu aspect de coastă, cu diferențe de nivel de 100 – 250 m, orientat spre munte (Posea et al., 1974). Reversurile acestor fronturi nu se prezintă sub forma unor suprafețe structurale tipice, ele fiind mai degrabă versanți cu înclinări mai reduse, comparativ cu fronturile de cuestă, dar modelați de către rețeaua hidrografică secundară din podiș.

Concluzii. La finalul acestui subcapitol se poate nota că, Depresiunea Transilvaniei fiind un bazin sedimentar, în care straturile înclină pe suprafețe extinse în aceeași direcție, în cadrul ei s-a format un relief structural, în cadrul căruia cuestele și relieful complementar lor, constituie unul dintre elementele morfologice distincte.

Prezența structurilor monoclinale a determinat, ca toate suprafețele care înclină în același sens cu straturile, să aibă valori reduse ale declivității, iar cele care înclină contrar să fie abrupte.

Alături de locațiile menționate, forme de relief caracteristice dispunerii monoclinale a straturilor, cum sunt îndeosebi fronturile de cuestă și suprafețele structurale, se întâlnesc și în cazul structurilor cutate sau a celor boltite diapir sub formă de domuri, când interpretate separat flancurile lor înclină monoclinal. Aceste forme vor fi detaliate în subcapitolele dedicate structurilor respective.

6.1.2. Relieful structurilor boltite

În acest subcapitol vor fi abordate doar acele structuri boltite sau ondulate, sub formă de dom, la geneza cărora nu au fost implicate procese diapire, așa cum sunt cele asociate dinamicii orizontului de sare, care vor fi abordate într-un subcapitol distinct.

Structurile boltite sau ondulate sunt specifice bazinelor sedimentare, care ulterior au fost afectate de mișcări tectonice, ce au condus la boltirea lor sub formă de dom. În Depresiunea Transilvaniei astfel de structuri se întâlnesc în Podișul Păniceni, Depresiunea Huedin și Dealurile Șimișna-Surduc. Ele s-au format în urma depunerii unor formațiuni sedimentare peste un fundament rigid, prevăzut cu ondulații, creându-se astfel structuri de mular (Mac, 1979), care ulterior au fost probabil afectate de mișcări tectonice. Structurile în cauză au fost puse în evidență de către rețeaua hidrografică, care se grefează la început pe flancurile domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformitățile litologice existente, să ajungă în partea centrală a acestuia și să-l străpungă. Prin urmare, în partea din mijloc a structurii se formează o excavație înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980b), cu aspect depresionar. Inițial se dezvoltă butoniere incipiente, care de obicei corespund cu sectoarele de obârșie a văilor, de unde și denumirea de butoniere de obârșie; ele sunt rezultatul înaintării regresive a torenților în flancul domului. În cadrul butonierelor, pe straturile alcătuite din roci mai dure, se pot păstra martori de eroziune. Butoniera poate fi drenată într-o singură direcție (butoniera de la Leghia) sau în mai multe.

Dintre formele de relief specifice acestor structuri, pentru Depresiunea Transilvaniei, se remarcă: butoniarele, fronturile de cuestă, suprafețele structurale, brâiele structurale, culmile sub formă de dom, martorii de eroziune etc.

În **Podișul Păniceni**, datorită mișcărilor tectonice, s-au produs câteva boltiri locale, sub formă de cupole, care în urma modelării de către rețeaua hidrografică, în demersul său de adaptare la structură, au fost sculptate sub formă de butoniere. Ele s-au format în urma golirii complete, prin eroziune, a părții centrale a boltirilor de tip cupolă.

Dintre acestea se remarcă cele de la: Leghia, Nadășu, Bica, Dretea etc. Alături de ele, pentru Podișul Păniceni și contactul acestuia cu Depresiunea Almaș-Agrij, respectiv cu Dealurile Clujului și Dejului, mai sunt citate și a alte locații de tip butonieră (Mac, 1979): Jebucu, Gălășeni, Inucu, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănăsturu Românesc, Văleni etc.

Structura de la Leghia a fost evidențiată în urma adaptării rețelei hidrografice, reprezentată de Pârâul Leghia și afluenții săi (orientați în general pe axul de bombare), la boltirea sub formă de cupolă a depozitelor. Modelarea fluvială îndelungată a determinat golirea părții centrale a structurii și transformarea ei într-o butonieră. Cuestele Butonierei Leghia sunt de formă circulară, frontul lor fiind orientat spre interior, în timp ce suprafețele structurale înclină periferic (fig. 6. 5).

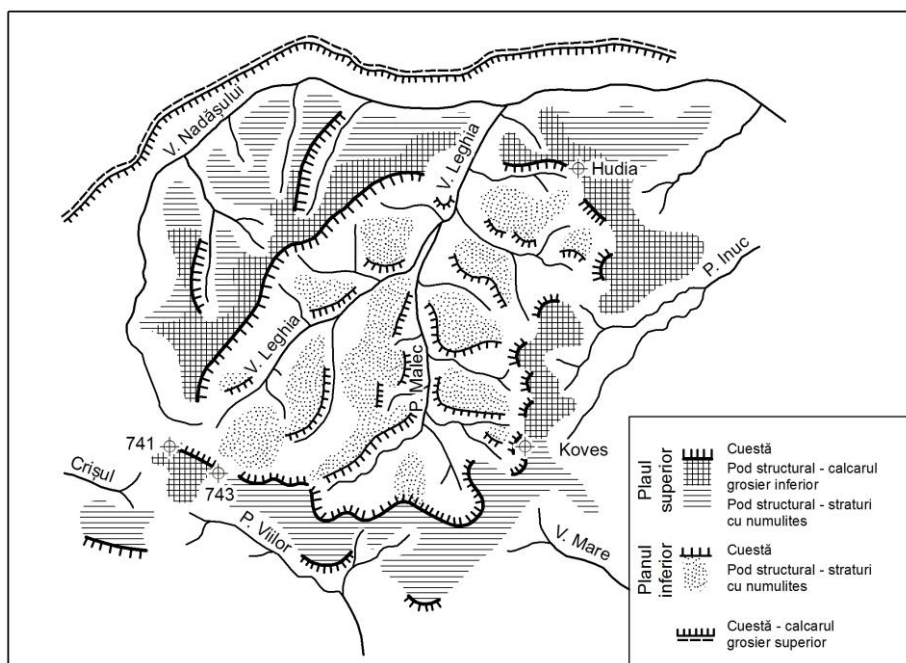


Fig. 6. 5. Harta morfostructurală a Butonierei Leghia (Berindei, 1958, citat de Savu, 1963, p. 59)

Alături de acestea se remarcă și un brâu structural dat de gipsurile inferioare (Savu, 1963). La menținerea elementelor structurale ale butonierei, dispuse concentric, un aport semnificativ își aduce litologia, reprezentată de orizonturile paleogene mai dure (calcarul grosier inferior și straturile cu Numulites perforatus).

Alături de butoniera de la Leghia se remarcă cea din cursul superior al Nadășului, care și ea este tot rezultatul adaptării rețele hidrografice, la boltiri ale straturilor sub formă de cupolă (Berindei, 1958).

La rândul lor, butonierele de la Bica și Dretea, din cursul superior al Pârâului Șipotu, sunt tot un rezultat al adaptării râurilor la structurile boltite, mai cu seamă la partea centrală a lor, pe care le-a golit, ducând la reliefaarea unor fronturi de cuestă și suprafețe structurale periferice, dispuse concentric.

În **Depresiunea Huedin** boltirile de tip cupolă, cu toate că sunt destul de rare se întâlnesc în partea sudică a acesteia. Se remarcă în acest sens cea de la Călățele, care a fost transformată în butonieră, prin adaptarea rețele hidrografice la structură.

Un relief structural interesant este cel din **Dealurile Șimișna-Gârbou**, unde Șimișna și afluenții ei s-au adaptat unei structuri antrenate, probabil de un horst cristalin, până la altitudini de peste 600 m (Dealul Nadiș 644 m, Dealul Caselor sau Mărului 620, Dealul Râpa Șimișnei 612, Dealul Pietrosului 607 m) (Geografia României, III, 1987). Prezența unei structuri boltite este evidențiată de configurația culmilor, care prin morfologie, orientare și descreșterea altitudinii spre exterior permit reconstituirea reliefului inițial, neafectat de adaptarea rețele hidrografice la substrat. Conform sursei citate, fenomenul de boltire este trădat și de orientarea sub formă de arc de cerc a Văii Șimișnei și a afluenți săi, care prin adaptare la structură, au evidențiat trei linii de fronturi de cuestă de subâmpingere: unul principal, pe valea Șimișnei, între Ciubăncuța și vărsare și două secundare, pe afluenții de dreapta și de stânga ai Văii Zalha.

6.1.3. Relieful structurilor cutate

Evoluția tectonică a determinat ca formațiunile geologice, depuse inițial orizontal sau monoclinal în depresiune, să fie antrenate în procese de cutare. Se deosebesc în acest sens, pe de o parte, cutele rezultate în urma deformării straturilor sub formă de undulații alungite, ca efect al presiunilor laterale și tangențiale, iar pe de altă parte cutele rezultate în urma proceselor diapire. Acestea din urmă vor fi abordate într-un subcapitol separat.

Cutele reprezintă forme structurale caracteristice formațiunilor stratificate, cum sunt rocile sedimentare, și corespondentele lor metamorfice (Grasu, 1997). Un strat se consideră cutat când o suprafață de referință a acestuia, plană anterior cutării,

devine apoi ondulată, primind o anumită valoare a înclinării (ea depinde de intensitatea procesului tectonic).

Adaptarea rețelei de văi structurilor cutate, la care s-a adăugat și manifestarea altor procese geomorfologice, a determinat geneza unei game variate și diverse de forme de relief tipice în depresiune.

Spre deosebire de structurile orizontale și tabulare, care își păstrează aceeași conformație și după încheierea procesului de sedimentare, în cazul structurilor cutate lucrurile stau diferit. Deosebirea este introdusă de eroziune, care atacă creasta cutelor încă din momentul schițării lor, înlăturând straturile exterioare, pe măsură ce sunt exodate (în situația în care cutarea are loc submers). În aceste condiții înainte de începerea modelării, prin intermediul agenților externi, culele nu mai sunt întotdeauna intacte. Acesta este și motivul pentru care în loc de forme de relief primare și secundare, în structurile cutate se vorbește de forme de concordanță directă, adică de corespondență între formă și structură și forme de concordanță inversă (Mac, 1980b).

Autorul citat menționează că, poate fi o concordanță directă, atunci când structurile pozitive (anticlinalele) mențin forme pozitive, și inversă, în sensul că raportul între structură și formă se păstrează în privința poziției și dimensiunilor, dar nu și a caracterelor, adică cutelor pozitive li se înscriu forme negative și vice-versa.

În categoria formelor de **concordanță directă**, cele care coincid cu profilul culei, se remarcă: culmea pe anticlinal și valea pe sinclinal (în profil transversal văile pot fi simetrice sau asimetrice, în funcție de tipul cutelor, și de stadiul de evoluție geomorfologică; văile pot primi afluenți de pe flancurile anticlinalelor alăturate, aceștia din urmă fiind un fel de văi consecvente, deoarece au aceeași direcție cu înclinarea straturilor).

Formele de **concordanță inversă** sunt rezultatul atingerii unui stadiu, în care are loc, ceea ce se numește, adaptarea indirectă la structură. Principalele forme de relief rezultate sunt: butoniera de anticlinal (o depresiune sculptată în bolta anticlinalului), valea de anticlinal (se formează prin extinderea și unirea butonierelor din bolta anticlinalului; valea care se formează este îngustă și străjuită de cueste poziționate față în față), sinclinalul suspendat (prin erodarea și golirea cutelor aferente, sinclinalul ajunge să prezinte altitudini mai mari decât acestea, de unde atributul de suspendat), la care se adaugă și forme asociate de tipul creștelor de intersecție, cuestelor, clisurilor (sectoare mai înguste de vale, formate în locul unde structurile cutate sunt traversate de văi) etc.

Alături de formele de relief majore, în cadrul structurilor cutate există și numeroase forme de detaliu: trepte structurale, polițe structurale, abrupturi structurale etc.

Dintre unitățile morfostructurale în care relieful pe structuri cutate este evident se remarcă Podișul Someșan și Depresiunea Lăpuș.

Cu toate că în **Podișul Someșan** sunt prezente și structuri cutate, sub formă de anticlinale și sinclinale, relieful dezvoltat în urma modelării lor nu constituie, decât local, o notă de specificitate. Așa este în cazul subunităților de la nord de Someșul Mare, unde depozitele geologice descriu o serie de cute anticlinale și sinclinale, caracterizate prin orientarea lor est - vest (Ciupagea et al., 1970).

În categoria structurilor cutate se remarcă **Culmea Breaza**, ea corespunzând unui sinclinal suspendat, menținut la altitudini de peste 700 m (777 m în Dealul Vimii, 788 m în vârful Aruncașu, 803 m în Dealul Arțărișului, 933 m în Vârful Alunișului și 974 m în vârful Breaza), datorită conglomeratelor și gresiilor (Formațiunea de Hida), mai rezistente la eroziune (fig. 6. 6).

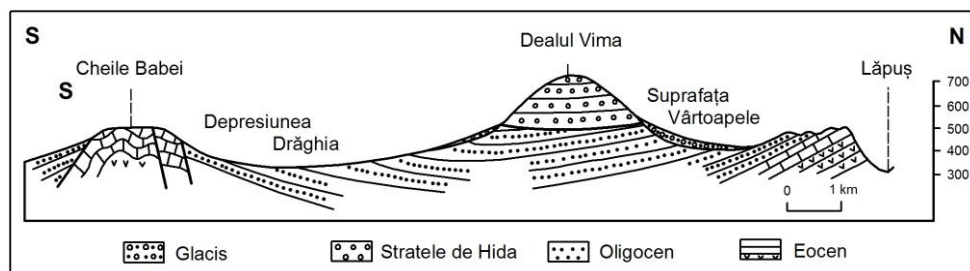


Fig. 6. 6. Dealul Vima – relief structural suspendat (Posea, 1962a, p. 250)

În partea sudică a **Podișului Purcăreț – Boiu Mare**, între văile Ileanda și Poienii, de sub formațiuni miocene a fost exhumat parțial anticlinalul Rus - Dăbâceni – Frâncenii de Piatră - Baba (Geografia României, III, 1987).

Calcarele eocene, care se afundă sub Culmea Breaza, reapar astfel într-un anticlinal străpuns de văi epigenetice, afluate Someșului, care creează chei (de exemplu Cheile Babei), în spatele cărora au apărut mici depresiuni suspendate (Posea et al., 1974), cum sunt cele în care se află localizate așezările Baba și Drăghia.

Acest anticlinal, care se prezintă sub forma unei culmi alungite, pe aproximativ 20 km, are versantul nord-vestic prelung, iar cel sudic mai abrupt.

Adaptarea reliefului la structură a constat în formarea, de-a lungul celor două sinclinale, ce încadrează bolta anticlinală, a două culoare mai joase, străbătute de văi cu caracter longitudinal (Savu, 1963).

Sinclinalul sudic este urmărit axial de Valea Gostilei, prelungită după confluența de la Poiana Blenchii, prin cursul inferior al Văii Poiana, până la Gâlgău (Savu, 1963). În cadrul acestuia s-au cantonat, conform autorului citat, două bazine depresionare: Goștila și Poiana Blenchii; ambele sculptate în formațiunile miocene, acumulate aici pe grosimi mai mari, în timp ce, de pe bolta anticlinalului au fost îndepărtate complet, dacă nu cumva aceasta s-a menținut ca un uscat insular în timpul sedimentării respective.

Sinclinalul nordic, mai slab schițat în relief, este drenat longitudinal de Valea Ilenzii, care prezintă o lărgire mai accentuată doar la Dolheni (Savu, 1963).

Anticlinalul cuprins între cele două sinclinale a fost fragmentat transversal de rețeaua hidrografică, cea care prin adaptare la structură, a determinat formarea Cheilor Babei, ale Frâncenilor de Piatră, precum și îngustarea Someșului de la Rus. Evoluția geologică și aspectul reliefului acestor văi pledează atât pentru epigeneză, îndeosebi în cazul afluenților, cât și pentru antecedența, așa cum este în cazul Someșului.

Relieful structurilor cutate din **Dealurile Ciceului** se leagă de existența unui larg sinclinoriu, în cadrul căruia se succed, de la nord spre sud, cel puțin două anticlinale și tot atâtea sinclinale, orientate în sensul Culmii Breaza, ea însăși un sinclinal suspendat (Geografia României, III, 1987).

La intersectarea primului sinclinal, de către văile care vin din Culmea Breaza (Sălătruc, Valea Mare) sau din Munții Țibleș (Ilișua, Zagra), s-au format sectoare mai largi, care pe alocuri au formă de bazine depresionare (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, primul aliniament de depresiuni, aferente unui sinclinal, se individualizează sub Culmea Breaza (Măgoaja, Strâmbu și Huta), care se prelungește apoi spre est prin Târlișua, Poienile Zagrei și Aluniș.

În contrast cu acestea, primul anticlinal, continuat din Podișul Purcăreț – Boiu Mare (Culmea Dăbâcenii – Baba - Drăghia), este segmentat într-o serie de dealuri, care cresc în altitudine spre est, până în Vârful Secăturii 763 m, pentru ca apoi să descrească ușor spre Valea Someșului (Vârful Ferigii 636 m, Golumbul 579 m, Vârful Moinii 515 m) (Geografia României, III, 1987); la traversarea anticlinalului, aceleași văi care pe sinclinal aveau bazine depresionare prezintă îngustări sub formă de defileuri.

Spre sud urmează apoi un al doilea uluc depresionar, Rugășești - Gârbău Dejului - Ciceu-Giurgești – Dobric – Chiuza, aferent celei de-a doua structuri sinclinale.

Al doilea anticlinal, cu toate că se menține în relief sub forma unor culmi deluroase mai puțin coborâte altitudinal, comparativ cu precedentul (Coasta Viei 546 m, Gruiu Lung 515 m, Coasta Arăturilor 540 m, Coasta Măgurii 465 m, Măgura Ilișua 470 m, Vârful Mare 484 m, Dealul Grigoresei 491 m etc.), delimitează categoric ulucul depresionar menționat anterior (Geografia României, III, 1987). Datorită eroziunii inegale, care l-a afectat în prezența Tufului de Dej, fragmentele anticlinalului, spre nord, se prezintă sub forma unor fronturi de cuestă, din creștetul cărora coboară, spre sud, până în Culoarul Someșului suprafețe structurale (Geografia României, III, 1987).

Cutele din Dealurile Ciceului se continuă spre est în **Dealurile Năsăudului**. În consecință, sinclinalul dezvoltat pe facies de fliș oligocen, marno-grezos a favorizat geneza Depresiunii Telciu de pe Valea Sălăuța, prelungită și pe Valea Telcișorului, considerată vale în sinclinal, iar anticlinalul dintre Valea Parva și Valea Someșului, cu

eocen și oligocen în ax, a contribuit la sculptarea depresiunii Sângeorz-Băi, ca inversiune parțială de relief (Geografia României, III, 1987).

Cu toate că în **Depresiunea Lăpuș** sunt prezente depozite cutate, rețeaua hidrografică nu s-a adaptat suficient la structură, pentru a da un relief specific, ea primind mai degrabă o direcție transversală sau aproape transversală, deoarece nu s-a orientat în funcție de un relief inițial, ci după un relief eroziv-acumulativ suprapus (Posea, 1962a).

Formele structurale de amănunt, din Depresiunea Lăpuș, se leagă de cutele care afectează depozitele oligocenului.

În cadrul culmilor se remarcă prezența înșeuărilor de anticlinal și sinclinalele suspendate, la care se adaugă coaste, creste în trepte și noduri structurale (Posea et al., 1974).

Formele structurale care apar pe versanți diferă în funcție de poziția lor și a văilor față de cute, deosebindu-se două situații (Posea et al., 1974):

- versanții care însoțesc văile perpendiculare pe structură prezintă trepte cu mici suprafețe structurale la partea superioară, abrupturi verticale și bazinete sau butoniere de versant;

- pe versanții văilor longitudinale se dezvoltă suprafețe structurale înclinate spre râu sau trepte multiple, dispuse aparent haotic, în funcție de faptul dacă versantul cade pe centru sau pe o aripă a cutei.

La menținerea formelor structurale menționate un aport semnificativ este adus de litologie (gresii, conglomerate, marne etc.).

Modul de dispunere a rețelei de văi, predominant transversală, a determinat ca pe cutele oligocene, din Depresiunea Lăpuș, cuestele să fie destul de rare, cu excepția bazinelor superioare ale râurilor Dobric și Libotin, unde spinarea cutelor poartă chiar denumirea de Dosul Coștenilor și Dosul Cupșenilor (Posea et al., 1974).

6.1.4. Relieful structurilor diapire

Diapirismul este considerat procesul geologic, prin care materialele situate inițial la nivele mai adânci în scoarță au străpuns sau par a fi străpuns roci situate la adâncimi mai mici (Pauliuc și Dinu, 1985).

Elementele structurilor diapire. O structură diapiră are mai multe elemente: sâmburele, complexul din acoperiș sau de boltă, flancurile și complexul din culcuș (Pauliuc și Dinu, 1985).

Sâmburele, care mai este denumit și nucleul structurilor diapire, este constituit din roci relativ plastice. Când sunt alcătuite dintr-un singur tip de rocă, de exemplu sare gemă, nucleele se consideră omogene. Dacă au în componență mai multe tipuri de roci, dispuse amestecat, (sare gemă, ghips, blocuri de calcare sau de serpentinite), ele se consideră eterogene.

Majoritatea structurilor diapire au nuclee alcătuite din evaporite (sare, ghips, anhidrit etc.), dar există și excepții. De pildă se întâlnesc nuclee constituite din turbă, cărbuni, sau chiar gheață pleistocenă, care străpung depozite sedimentare deltaice, așa cum se întâmplă în delta fluviului Mackenzie (Pauliuc și Dinu, 1985); comparativ cu rocile structurilor înconjurătoare, nucleele structurilor diapire au o densitate mai scăzută și o plasticitate mai mare.

În cazul sării, forma nucleelor diapire este variabilă, modificându-se o dată cu evoluția geologică a teritoriului în care a fost depusă. În stadiile incipiente ale diapirismului, sarea, inițial stratiformă, ia forma unor unde, apoi se îngrămădește sub formă de lentile convexe, determinând boltirea straturilor din acoperiș, fără a le străpunge, pentru ca în cele din urmă să se ridice, spre suprafață, străpungând depozitele acoperitoare și luând forme de con, de stâlp cilindroid, de ciupercă sau de picătură (Pauliuc și Dinu, 1985).

În funcție de forma nucleului structurilor diapire, conform autorilor citați, pot fi grupate în structuri diapire domale, structuri diapire anticlinale și structuri diapire legate de falii.

Complexul din acoperiș sau de boltă este constituit din straturile care au fost boltite, fără însă a fi străpunse de nucleu; complexul poate avea formă de dom, de branhianticlină sau de anticlină propriu-zis. Straturile care alcătuiesc complexul de acoperiș au grosimi mai mici în zona apicală a structurilor, comparativ cu cea din axele sinclinalelor înconjurătoare (Pauliuc și Dinu, 1985). În cazul multor diapire, la partea superioară nucleul este acoperit de o pătură formată din roci cu densitate mai mare decât cea a sării. Ele reprezintă pălăria sării, când este vorba de sare, sau cap rock-ul (Grasu, 1997). Dacă nucleul este alcătuit din sare, pălăria sării se formează prin acumularea materialelor mai greu solubile, existente în masa sării, pe măsură ce partea superioară a acesteia se dizolvă în contact cu ape dulci, capabile să dizolve și să antreneze sarea (Pauliuc și Dinu, 1985).

Flancurile structurilor diapire sunt alcătuite din straturi a căror înclinare crește pe măsura apropierii de nucleu, unde pot fi redresate până la verticală, din cauza străpungerii lor de către acesta.

Complexul din culcuș este mai puțin cunoscut, din cauza adâncimilor de ordinul miilor de metri la care se află, de pildă, în Depresiunea Transilvaniei.

Localizarea structurilor diapire. Conform clasificării propuse de Mrazec și Jekelius (1927) ele se află în zona imediat interioară (a cutelor diapire cu masive de sare la zi) și în zona interioară a depresiunii (denumită și de cuvetă, cutată în domuri și brahianticlinale); conform aceluiași autori la acestea se adaugă și o zonă marginală necutată.

Rolul sării în geneza structurilor diapire. Formațiunea cu sare din depresiune, formând un strat aproape continuu, a avut un rol esențial în evoluția tectonică a depozitelor de la partea superioară (Ciupagea et al., 1970).

Acumularea sării, în anumite sectoare, determină formarea masivelor de sare și a stâlpilor de sare (corpuri cilindrice verticale), ce pătrund, prin efect diapir, în depozitele de la partea superioară (Irimuş, 1998). Ridicarea masivului de sare, împreună cu depozitele acoperitoare, determină modificarea configurației suprafeței topografice, fie sub forma unor boltiri largi (domuri, brahianticinale), fie a unor boltiri scurte (cute diapire) (Irimuş, 1998).

Referitor la dinamica sării și efectul ei în relief, studii mai recente (Huisman et al., 1997; Balintoni și Petrescu, 2002; Fielitz și Seghedi, 2005, Krézsek, 2005, Krézsek și Filipescu, 2005, Krézsek și Bally, 2006) aduc o serie de completări și modificări, față de modele acceptate anterior.

Modele mai vechi puneau dinamica sării pe seama migrării acesteia, din partea centrală a depresiunii spre margine, unde urma să străpungă diapir formațiunile superioare, generând cute diapire (Mutihac, 1990). În același timp, în partea centrală a depresiunii, datorită îngroșării păturii de sare „*prin îngrămădire tectonică, în anumite zone au luat naștere structuri de domuri*” (Mutihac, 1990, p. 386).

Mai nou, cutele diapire estice, domurile și brahianticinalele din zona centrală și cutele diapire vestice au o cauză comună de punere în loc, dar diferită de cea propusă de Mrazec și Jekelius (1927), care atribuie sării o migrare dinspre zona centrală spre margine, ca efect al presiunii exercitate de sedimentele de la partea superioară și a diferenței de densitate dintre acestea și sare. Noul model indică producerea unei alunecări gravitaționale, de mari proporții, pe marginea estică a bazinului transilvan, stratul de sare fiind nivelul de decolare (Kreszek, 2005).

Această mișcare a afectat și stratul de sare, care la rândul său prin deformare a antrenat și depozitele acoperitoare, în masa cărora s-au dezvoltat o serie de falieri, care însă se opresc în adâncime la nivelul sării (Feier, 2010).

Procesele diapire din Depresiunea Transilvaniei au fost influențate și de mișcările tectonice, care au avut loc în Sarmațianul superior (Kreszek, 2005). Prin urmare, datorită tectonicii sării, în partea estică a depresiunii se formează o serie de minibazine, cu aspect depresionar, care sunt delimitate de ridicări halokinetice (Kreszek, 2005). De asemenea, conform sursei citate, în partea estică a depresiunii, lentilele de sare migrează, în general, din zona centrală spre est și din sud către nord.

Efectele compresiunii sarmațiene, specifice orogenului carpatic, sunt oglindite în depresiune și de tectonica sării, prin care s-au format succesiuni sedimentare sintectonice, controlate de migrarea lentilelor de sare (Kreszek, 2005).

Producerea unei alunecări gravitaționale, de tipul celei menționate, este argumentată și de interpretarea unor date diverse (profiluri seismice, date de sondă, înclinarea straturilor din aflorimente, caracteristicile morfologice ale părții vestice a edificiilor vulcanice etc.), care printre altele sugerează că ea este post-vulcanică și a

fost în măsură să definitiveze arhitectura structurilor diapire specifice aliniamentului diapiric estic (Kreszek, 2005).

Alunecarea gravitațională, conform autorului citat, s-a produs de-a lungul unei falii majore listrice, în cadrul căreia stratul de sare a reprezentat suprafața de decolare a succesiunii post-salifere. Falia menționată pornește din zona axială a edificiilor vulcanice Căliman-Gurghiu-Harghita și se oprește la est de structurile diapire (Kreszek, 2005).

Dintre factorii care au controlat alunecarea gravitațională se remarcă (Kreszek, 2005):

- ridicarea marginii bazinului transilvan, datorită caracteristicilor coliziunii dintre Placa Est-Europeană și Blocul Tisza-Dacia, este cea care determină creșterea treptată a valorii pantei, condiții în care forțele fricționale, de la contactul dintre stratul de sare și succesiunea post-saliferă, scad, până în momentul în care forța gravitațională depășește forța fricțională, având loc procesul de alunecare gravitațională;

- greutatea edificiilor vulcanice s-a materializat prin depunerea masei lor, peste depozitele siliciclastice post-salifere, din partea estică a depresiunii, fenomen care a determinat creșterea accentuată a tasării, asupra stratului de sare, în partea estică, comparativ cu teritoriile neacoperite de vulcanite;

- căldura generată de edificiile vulcanice a cauzat creșterea plasticității sării facilitând migrarea acesteia;

- efectele de volcano-spreading, pe fondul interacțiunii dintre edificiile vulcanice și fundamentul prevulcanic, au determinat scufundarea și împrăștierea edificiilor stratovulcanice datorată greutatei lor. Fenomenul de volcano-spreading a fost favorizat de faptul că edificiile vulcanice se sprijină pe un fundament metamorfic rigid, forțele de spreading fiind preponderent concentrate în direcția vestică, adică în direcția succesiunii sedimentare a bazinului, generând o forță de tasare suplimentară, care a contribuit la alunecarea gravitațională.

Vârsta alunecării este cel puțin pliocenă sau cuaternară (?) (Kreszek, 2005). Autorul citat menționează în continuare, că nu este exclus ca stresul compresional, generat de alunecarea gravitațională, să se fi transmis până în partea vestică a depresiunii, unde datorită prezenței Munților Apuseni, a generat sistemul de falii inverse, caracteristic aliniamentului diapiric vestic.

În spațiul depresionar, geneza aliniamentului diapiric estic este foarte diferită, de cea a structurilor diapire formate în regim compresional, cum este în cazul diapirelor caracterizate de Mrazec (1907) pentru Subcarpații Munteniei, deoarece structurile diapire specifice acestora au fost generate de mișcări de alunecare gravitațională (Kreszek, 2005).

În Depresiunea Transilvaniei sarea descrie toată gama de cute diapire, de la cele embrionare din centrul, până la cutele tipice cu sâmburi de străpungere pe

marginii. Formațiunea de sare este alcătuită în principal dintr-un strat de sare a cărui grosime este foarte variabilă: Ocna Dej (42 m), Bistrița (257), Sic (321 m), Puini (339 m), Someșeni (107 m), Mociu (2017 m), Sărmășel (894 m), Pogăceaua (52 m), Zau de Câmpie (790 m), Band (5 m), Praid (1480 m), Ocna Mureș (132 m), Filitelnic (238 m), Aiud (48 m), Sânmiclăuș (537 m), Tăuni (222 m), Copșa Mică (345 m), Sighișoara (248 m), Rodbav (134), Jibert (669 m), Mercheașa (1144 m), Agnita (89 m) Săsăuși (135 m) etc. (Ciupagea et al., 1970).

Stratul de sare prezintă din loc în loc îngroșări al căror formă, grosimi, elevație și orientări diferă semnificativ. Aceste îngroșări sunt responsabile de boltirea depozitelor mio-pliocene, de la partea superioară sub formă de domuri și brahianticlinale (Ciupagea et al., 1970), atât de specifice părții centrale a depresiunii. În apexul domurilor, conform autorilor citați, sarea este mai groasă decât în sinclinale înconjurătoare, unde grosimea ei se reduce aproximativ la jumătate sau chiar mai mult.

În partea centrală a depresiunii stratul de sare este acoperit de o cuvertură cu grosimea de aproape 4.000 m (Ciupagea et al. 1970), în timp ce spre margine adâncimea la care se află scade (Brișan, 2004), sarea apărând la zi în diverse locații: Praid, Sovata, Brâncovenești, Sărățeni, Dej, Unguraș, Sic, Cojocna, Turda, Ocna Mureș, Ocnișoara, Ocna Sibiului etc.

În Depresiunea Transilvaniei, sarea (de vârstă badenian-wieliciană), din punct de vedere tectonic, apare sub trei forme (fig. 6. 7): lentilă de sare, diapir care generează cute și dom de sare (Ciupagea et al. 1970; Irimuș, 1998).

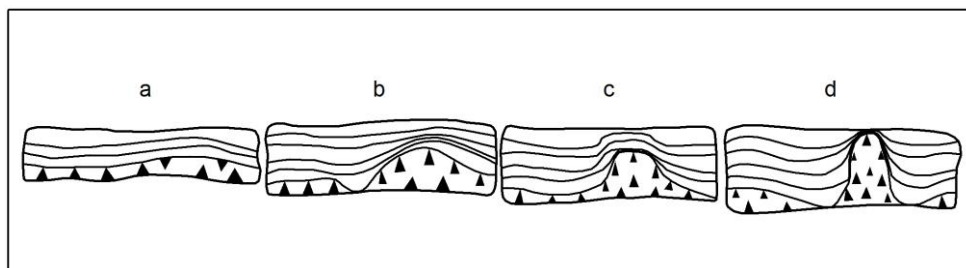


Fig. 6. 7. Forme de diapirism specifice Depresiunii Transilvaniei; a – lentilă de sare; b – cută diapiră; c- masiv de sare, d – coloană (Irimuș, 1998, p. 72)

Structurile de tip cută diapiră și dom din Depresiunea Transilvaniei. Așa cum am notat anterior, în urma proceselor diapire, mijlocite de sarea din depresiune, au rezultat două tipuri principale de structuri - cute diapire și domuri – la care se adaugă structurile de tip brahianticlinal.

Procesul de cutare a fost unul îndelungat și s-a desfășurat în cadrul a două faze (Posea et al., 1974): prima anterioară depunerii aglomeratelor vulcanice, când s-au

format cutele diapire, iar a doua după depunerea ultimelor depozite panoniene, când s-au format domurile.

Disponerea și orientarea cutelor diapire, brahianticlinalelor și domurilor din depresiune, alături de dinamica sării, au fost influențate, conform prospecțiunilor geofizice, și de mișcarea microplăcii transilvane, după cum urmează: zona diapiră vestică de la nord de Aiud prezintă o orientare SSV–NNE, iar cea de la sud de Aiud NV–SE, în timp ce zona diapiră estică este orientată NV–SE pe aliniamentul Praid – Șieu și NE–SV pe aliniamentul Lueta – Rupea, prezentând paralelism cu Munții Carpații (Irimuș, 1998).

A. Cutele diapire

În Depresiunea Transilvaniei, alături de cutele rezultate în urma deformării straturilor sub formă de ondulații alungite, există și cute rezultate în urma proceselor diapire.

Aliniamentul cutelor diapire delimitează monoclinul din partea marginală și nord-vestică a depresiunii de domurile și brahianticlinalele din partea centrală.

Zona cutelor diapire, cu sâmburi de sare la zi, încadrează depresiunea doar în partea sa de vest și de est (Ciupagea et al., 1970); mai exact este vorba de fasciculul vestic (desfășurat între Valea Someșului și Valea Secășului Mare) și fasciculul estic (desfășurat între Șieu și Rupea). În partea de nord, în Culoarul Someșului Mare, și în partea de sud, în Depresiunea Făgăraș, conform autorilor citați, nu există sâmburi de sare cu efect diapir, ci numai apariții și manifestații ale stratului de sare și ale tufului de Dej, care se ridică până la suprafață pe bordură.

Revenind la părțile de vest și de est trebuie menționat că zona cutelor diapire nu este continuă, schimbând orientarea și decalându-se la sud de Aiud și Odorhei (Ciupagea et al., 1970). În partea de vest se distinge zona diapiră Ocna Dejului – Sic – Cojocna – Turda – Ocna Mureș, orientată SSV–NNE, și zonele Aiud – Ocnișoara și Păuca – Ocna Sibiului, externei primei zone și orientate NV–SE, ea incluzând și asociația Sebeș – Miercurea Sibiului (Ciupagea et al., 1970). În partea de est, conform sursei citate, cutele diapire din jumătatea nordică, Șieu – Odorheiul Secuiesc – Brâncovenești – Sovata – Praid, sunt orientate NV–SE, în timp ce cutele din zona Lueta – Rupea, din jumătatea sudică, sunt orientate NE–SV.

Pentru cutele diapire, de pe bordura de vest a Depresiunii Transilvaniei, este specifică dezvoltarea anticlinalelor în lungul unor falii inverse, fapt care a determinat migrarea sării spre suprafață în spatele lor (Feier, 2010).

Cu toate că efectul diapir este mai atenuat sau chiar lipsește, în partea sudică a depresiunii a fost identificat un fascicul (desfășurat între Valea Avrigului și Valea Arpașului) constituit din câteva anticlinale, tăiate de Valea Oltului, care spre sud devin plate (Jibert), datorită situării în apropierea fundamentului cristalin (Irimuș,

1998); o situație similară există la vest de Someșul Mic și nord de Someșul Mare, în perimetru Ocna Dej.

Urmărite pe direcție aproximativ nord-sud cutele diapire majore sunt dispuse sub formă de virgații (Ilie, 1975).

Majoritatea cutelor diapire conțin masive de sare, cu o mișcare ascendentă, reținute în masa depozitelor inițiale (Irimuș, 1998). Cele mai evidente deformări ale substratului, datorate tectonicii sării, se înregistrează în partea nord-estică a bazinului transilvan, unde cutele diapire de la Praid reprezintă un masiv de sare împins la suprafață prin laminare și prin străpungerea cuverturii până în depozitele pannoniene (Ilie, 1958).

Indiferent de desfășurarea lor în plan orizontal (virgație, releu sau fascicul) ori în plan vertical (lentilă de sare, masiv de sare sub formă de sâmbure de pătrundere sau cilindru ori coloană diapirică – date de stadiul de diapirism), cutele diapire (fig. 6. 7 și 6. 8) se prezintă sub formă de: masive de sare, anticlinale și sinclinale diapire alungite (dispuse în fascicul, releu ori virgație), cute scurte (izolate), lentile de sare (Irimuș, 1998).

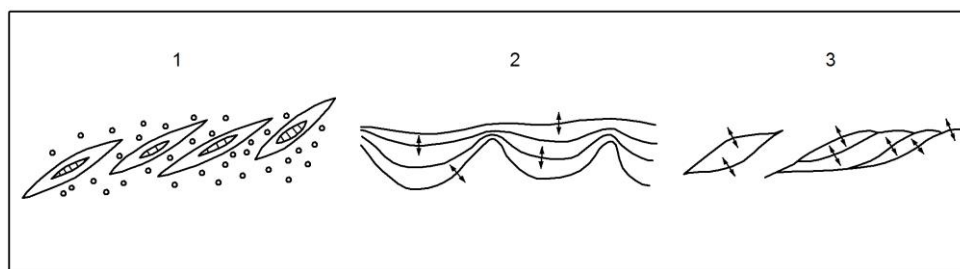


Fig. 6. 8. Tipuri de cute diapire specifice Depresiunii Transilvaniei; 1 – cute în releu; 2 – cute în virgații; 3 – fascicul amigdaloid (Dragoș, 1982, citat de Irimuș, 1998, p. 94)

Cutele diapire au fost intersectate în procesul de adâncire al rețelei hidrografice, astfel încât, cursurile principale (Someș, Mureș, Târnave, Hârtibaciul etc.) primesc, în sectoarele de intersectare a lor, caracterele de văi transversale, antecedente ori epigenetice (Irimuș, 1998).

Văile din zona cutelor diapire nu se caracterizează printr-un grad înalt de adaptabilitate la structurile anticlinale și sinclinale, fapt demonstrat de puținele situații de concordanță directă a reliefului (văi sinclinale și culmi anticlinale) (Irimuș, 1998).

Gradul de adaptabilitate ori inadaptabilitate la liniile tectonice este demonstrat prin prezența următoarelor tipuri de văi: transversale (Someșul Mare, Someșul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secașul Mare), longitudinale (Meleșului, Florilor, Gădălinului), în diagonală (Mureș, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciul, Visa, Batinului, Fizeșului, Ungurașului și Ticușului) și mixte.

În cadrul văilor, care s-au format în urma modelării fluviale a cutelor diapire, se desfășoară procese geomorfologice specifice atât la nivelul albiilor, cât și pe

suprafața versanților (pluviodenudare, procese de scurgere concentrată a apei, procese de deplasare în masă, procese antropice etc).

B. Domurile și brahianticlinale

În cadrul structurilor de tip dom și brahianticlinale, straturile de la partea superioară a orizontului de sare sunt larg și ușor cutate, sub forma unor cupole. Ele sunt înconjurare de sinclinale sau brahisinclinale înguste sau largi, de adâncime mare sau medie, dar simetrice în majoritatea cazurilor (Irimuş, 1998).

Domul reprezintă un anticlinal cu contur circular sau elipsoidal, cu bolta în general foarte largă, raportul între axe fiind în caz ideal 1:1 (Anastasiu et., 1998, citat de Irimuş, 1998).

Domurile din depresiune au aspect de boltă scurtă, în formă de clopot, raportul axelor menținându-se în jurul valorilor $1/1 - 1/1,8$. Forma tipică de calotă sferică este mai rar întâlnită, caracterizând în genere domurile centrale (Saroş sau Deleni, Noul Săsesc, Tăuni, Dumbrăveni, Cetatea de Bată și Bazna), a căror configurație izobatică și de suprafață se apropie de forma ideală (Irimuş, 1998). (fig. 6. 9); panta medie a flancurilor domurilor este de $3^{\circ} - 6^{\circ}$.

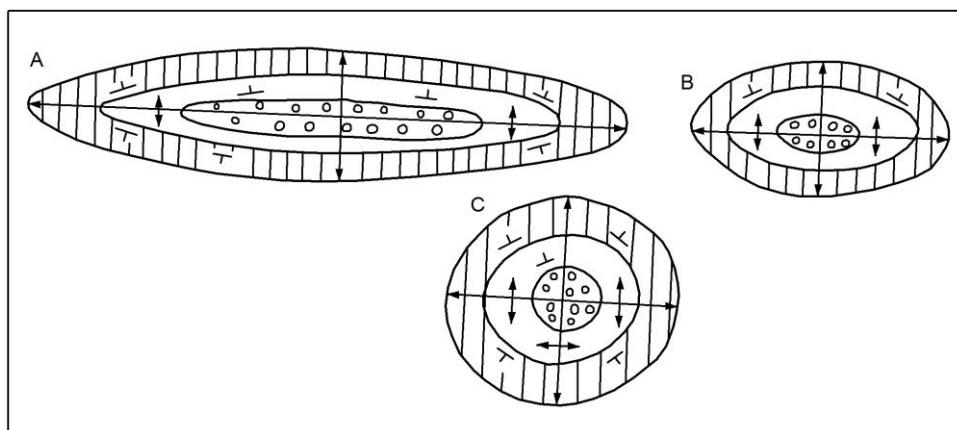


Fig. 6. 9. Tipuri de cute; A – cute lungi; B – brahicutie; C - domuri (Dragoş, 1982, citat de Irimuş, 1998, p. 82)

Brahianticlinalele sunt anticlinale scurte, cu contur elipsoidal în plan orizontal cu axul longitudinal la ambele capete scufundat și cu regiunea terminală periclinale; raportul între axe este cuprins între 1:2 până la 1:8 (Anastasiu et., 1998, citat de Irimuş, 1998).

O dată cu îndepărtarea de centrul depresiunii are loc trecerea de la structuri de tip dom la cele de tip brahianticlinale, a căror raport a axelor ajunge la $1/8$ (Șincai, Sânger, Vaidei, Ogra, Nadeș și Sângeorgiu de Pădure) ori în anticlinale diapire tipice: Trei Sate, Ghinești, Dealul Frumos, Daia, Șoimușul Mic etc. (Irimuş, 1998).

Comparativ cu domurile, structurile de tip brahianticlinal sunt caracterizate de o pronunțată asimetrie a flancurilor, la care se adaugă pante foarte diferențiate valoric, între flancurile și apexul structurilor; pe flancuri, pantele sunt cuprinse între 14° – 22° , iar în apexul structurii ating 90° (Irimuş, 1998).

Faptul că în depresiune ele sunt dispuse în asociații, în releu sau complet izolate demonstrează că la geneza lor, alături de dinamica sării, au contribuit și alte procese și evenimente tectonice, a căror origine și-a avut sediul în zona marginală înconjurătoare sau chiar în subasment (Irimuş, 1998).

În partea centrală a depresiunii, denumită și de cuvătă (mărginită la est și la vest de zona cutelor diapire), depozitele geologice, de vârstă badeniană, sarmațiană și pannoniană, sunt cutate în domuri și brahianticinale. Pe flancurile lor înclinarea straturilor este cuprinsă în medie între 1 și 10° . Domurile sunt delimitate de sinclinale cu dimensiuni și adâncime variabilă, cu flancuri ușor asimetrice (Ciupagea et al., 1970).

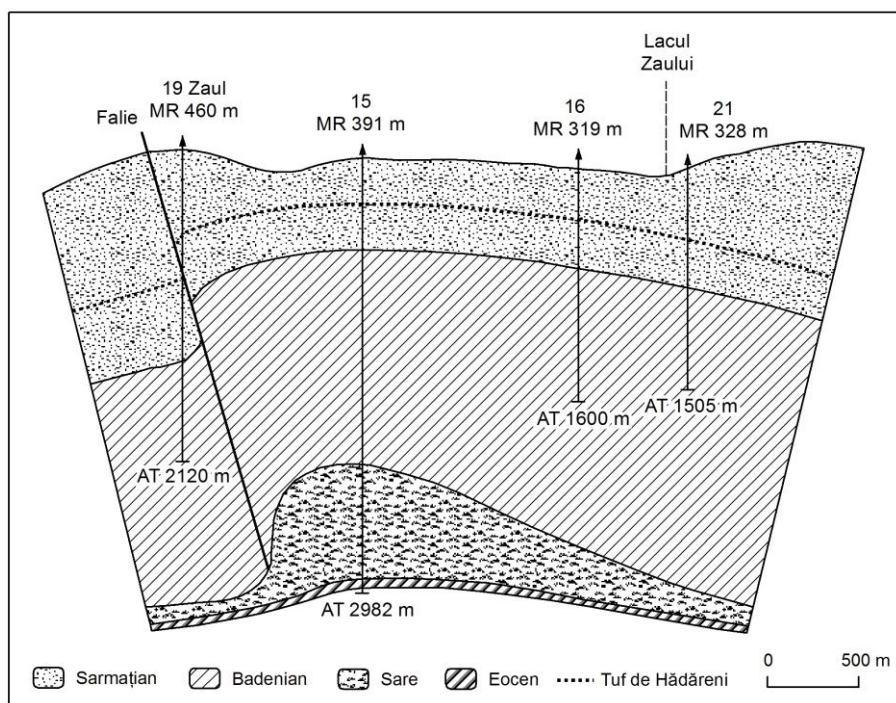


Fig. 6. 10. Profil transversal pe direcție E-V prin domul Zau de Câmpie (Căta, 1959, citat de Irimuş, 1998, p. 81)

Sub aspectul orientării, structurile de tip dom și brahianticlinal sunt dispuse aproximativ nord-vest – sud-est, la nord de Mureș, est-vest între Mureș și Hârtibaciu și nord-sud între Hârtibaciu și Olt.

Formarea domurilor și brahianticinalelor a fost direct influențată de dinamica stratului de sare, cea care a determinat boltirea depozitelor de la partea superioară.

Forajele și prospecțiunile geologice realizate (Ciupagea et al., 1970) au evidențiat că stratul de sare este mai gros în apexul domurilor, comparativ cu sinclinalele înconjurătoare, unde valoarea grosimii se reduce la jumătate sau chiar mai mult (fig. 6. 10); de exemplu la nord de Mureș, sare atinge 1.200 m în apexul unor domuri și se subțiază la câțiva metri în sinclinale dintre ele. De asemenea, în procesul de formare al bolții, ca efect al tensiunilor rezultate prin întindere, apar numeroase falii de distensie (fig. 6. 10), care o împart în mai multe blocuri; amplitudinea faliilor, maximă spre apexul domurilor, scade spre periferia lor, așa cum se întâmplă în cazul celor de la: Șincai, Sânger, Grebeniș, Deleni, Bazna, Copșa Mică, Cetatea de Baltă, Ulieș, Lazlău, Filitelnic și Zau de Câmpie (Irimuș, 1998).

În același timp, pentru domurile de la nord de Mureș, dar și pentru altele, se observă orientarea lor, paralel cu aliniamentele cutelor diapire de pe bordura depresiunii, fapt care indică o strânsă legătură între geneza domurilor și a cutelor.

În același timp, așa cum am mai menționat, formarea domurilor și brahianticlinalelor a fost influențată și de mișcarea microplăcii transilvane, fiind și ea răspunzătoare de orientarea generală a lor pe direcția nord-vest – sud-est și nord-est – sud-vest.

Procesul geologic de formare a domurilor și brahianticlinalelor este unul de durată, multe din structurile respective continuându-și evoluția și în prezent (Irimuș, 1998). Forma și dimensiunea acestora, conform sursei citate, este influențată de mărimea masivului de sare, de grosimea depozitelor de deasupra sării, precum și de gradul lor de plasticitate, aspect care se reflectă în prezența dizarmoniilor.

Procesul de migrare a sării, dinspre arealele cu presiuni mari, spre arealele cu presiuni mai reduse, conduce la apariția în complexul de deasupra sării a unor capcane naturale, în care se acumulează zăcăminte de gaze naturale (Ciupagea et al., 1970). Straturile rezervoare sunt în general poroase, constituite mai ales din nisipuri și gresii, iar locul de acumulare este reprezentat în principal de perimetrele de îndoire a bolții domului sau brahianticlinalului diapir (Irimuș, 1998) (fig. 6. 11).

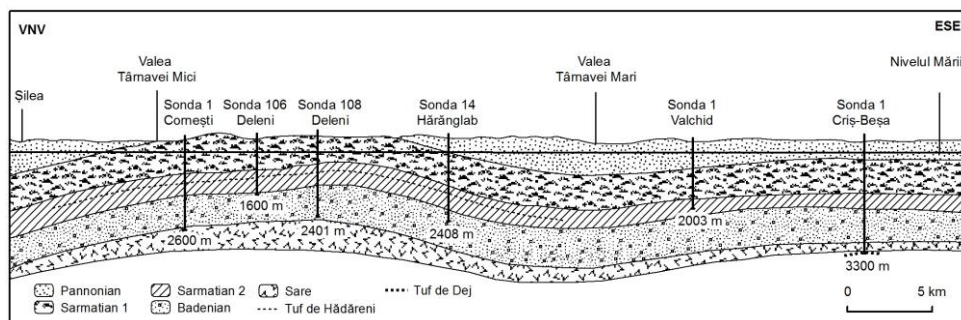


Fig. 6. 11. Profil geologic între Cornești și Criș prin structura gazeiferă (Șaros) – Hărănglab (Irimuș, 1998, p. 73)

În funcție de poziție, grad de eroziune, adâncimea zonelor sinclinale care le separă și de relațiile tectonice dintre ele, domurile au fost împărțite de Ciupagea, încă din 1935, în trei zone (Ciupagea et al., 1970; Irimuș, 1998):

- în zona centrală se află domurile de joasă altitudine (între -600 și -2.000 m), acoperite în marea lor majoritate de o cuvertură pannoniană și orientate aproximativ est-vest; în categoria lor se remarcă următoarele: Deleni, Cetatea de Baltă, Bazna, Copșa Mică, Filitelnic, Laslău, Nadeș, Corunca, Ernei, Dumbrăvioara, Păingenii; tot în această grupă sunt incluse și domurile marginale, izolate: Noul Săsesc, Eliseni, Șoimuș, Chedea, Sângeorgiu de Pădure, Ghinești, Miercurea Nirajului, Teleac, Bogata de Mureș.

- zona de nord, situată la nord de Culoarul Mureșului, cuprinde domurile cu altitudine mai mare (până la -100 m) fără cuvertură pannoniană și parțial erodate; ele sunt orientate în general nord-vest – sud-est și sunt situate de-a lungul unor anticlinale majore sau în releu; în categoria lor se remarcă următoarele structuri: Luduș, Sânger, Iclânzul, Zau de Câmpie, Șăulia, Dobre, Grebeniș-Șăușa, Ulieș-Șincail-Mădăraș, Sărmășel, Puini, Crăiești, Bozed.

- zona de sud cuprinde domurile de mică amplitudine: Cristur, Țeline și Ilimbav, la care se adaugă și cele cu formațiunea de gaz erodată și parțial inundată: Chirpăr, Nocrich, Veseud, Rediș, Bărent, Grânari, Bârghiș, Alămor, Netuș etc.

Domurile din partea centrală se prezintă sub forma unor bolți scurte, sub formă de clopote, și sunt dispuse într-o dezordine aparentă (Ilie, 1975). Caracteristica principală a acestora, conform autorului citat, este disimetria, ea rezultând din dezvoltarea inegală a flancurilor, alături de schimbarea poziției apexului în secțiune verticală. Acest fapt s-ar datora ridicării structurilor domale, de la nord-est spre sud-vest (Ilie, 1975), demonstrând o legătură strânsă cu alunecarea gravitațională care a afectat depozitele geologice din partea estică a depresiunii și a cărei suprafață de decolare a fost reprezentată de stratul de sare (Kreszek, 2005).

În cadrul depresiunii, domurile, în număr de peste 50, sunt orientate nord-vest – sud-est, paralel cu orientarea cutelor diapire de pe bordură.

Formate în urma unor procese tectonice complexe, detașarea morfostructurilor de tip dom în suprafața topografică a depresiunii (Irimuș, 1998), a avut loc odată cu adaptarea rețelei hidrografice la structura lor. Aceasta a devenit inelară și semiinelară pe structurile de domuri, respectiv centripetă și convergentă pentru sinclinalele dintre ele. Orientarea văilor a fost semnificativ influențată de dispunerea cutelor, brahianticlinalelor și domurilor.

Pe alocuri evoluția rețelei hidrografice a fost condimentată cu numeroase remanieri hidrografice, în urma cărora a avut loc o adaptare la structura și neotectonica cuverturii neogene. Se remarcă în acest sens: Someșul Mare cu afluenții

săi (Meleș, Dipșa etc.), Someșul Mic (dintre afluenți se evidențiază Fizeșul), Mureșul și principalii săi afluenți (Niraj, Lechința, Valea Morii, Târnava Mică, Târnava Mare etc.), Hârtibaciul Secașul Mic etc. (Irimuş, 1998). S-a ajuns astfel, conform sursei citate, ca pe flancurile domurilor conservate (nesectionate de râuri) să se organizeze o rețea hidrografică radiar divergentă, iar la baza lor una inelară ori semiinelară; domurile sectionate de rețeaua hidrografică, dar netraversate, au impus o rețea dendritică, iar cele golite și sectionate axial o rețea paralelă.

Expresivitatea cea mai pronunțată a reliefului structural, aferent boltirilor sub formă de dom, datorită efectului diapir al sării, se înregistrează între Culoarul Mureșului și cel al Târnavei Mari, teritoriu în care densitatea și extensiunea acestor structuri este la superlativ (Tăuni, Cetatea de Baltă, Delenii, Bazna, Copșa Mică, Filitelnic, Corunca, Bogata etc.). Prezența unor roci cu durități diferite, dispuse alternant în cadrul structurilor de tip dom, a determinat ca eroziunea diferențiată să evidențieze particularitățile structurii (Geografia României, I, 1983).

La nord de Culoarul Mureșului, cu toate că există structuri de tip dom (Zau de Câmpie, Sânger, Sărmășel, Șincai etc.), datorită predominării marelor, adaptarea rețelei de văi este una mai avansată, fapt care a determinat estomparea caracterelor structurale tipice, predominând mai degrabă un relief colinar.

Caracteristicile reliefului, în cadrul structurilor de tip dom, sunt dictate în principal de modul de adaptare a rețelei hidrografice, la dispoziția locală a straturilor, iar în secundar de căderea periclinală a lor, cea care a determinat modul de dispunere a fronturilor de cuestă și a suprafețelor structurale (Geografia României, I, 1983). Adaptarea rețelei hidrografice la structură a avut loc prin eroziune regresivă, de la periferia domurilor spre partea axială. S-a ajuns astfel, ca o parte din râuri să erodeze partea centrală a domurilor formând văi cu obârșii, care au fronturi de cuestă semicirculare, așa cum se întâmplă în cazul Văii Mărului (în domul Tăuni) și a pârâului Valea Sărată (în domul Delenii), în timp ce altele s-au dezvoltat radiar pe flancurile domurilor formând rețele radiare cum este în cazul structurilor Bazna, Filitelnic și Bogata (Geografia României, I, 1983). În situația în care acțiunea rețelei hidrografice a fost mai eficientă s-a reușit traversarea părții centrale a domurilor, iar fronturile de cuestă rezultate sunt dispuse față în față (Irimuş, 2003), așa cum a avut loc în cazul domurilor Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie etc.

Cele mai expresive forme de relief, rezultate în urma modelării structurilor de tip dom și brahianticlinal, sunt fronturile de cuestă. Ele exprimă cel mai fidel raporturile care stau stabilite, de-a lungul timpului, între rețeaua hidrografică, considerată ca agent modelator principal și structura domului sau brahianticlinalului (Irimuş, 1998). În funcție de specificul local fronturile de cuestă aferente acestor structuri pot fi (Irimuş, 1998):

- liniare - sunt specifice râurilor principale și afluenților lor direcți (Mureș, Someș, Hârtibaciu, Târnave, Secașe, Visa etc.) și apar pe flancurile dezvoltate ale domurilor (Delenii, Bazna, Noul Săsesc, Șincai, Sărmașu, Sărmășel, Cetatea de Baltă, Puini, Cristur, Filitelnic, Ilimbav etc.);

- unghiulare - apar în sectoarele de confluență ale râurilor mari (Mureș, Târnave, Hârtibaciu) cu afluenți de ordin imediat inferior (în sistemul Horton-Strahler); ele sunt specifice domurilor puternic atacate axial de către râuri, uneori chiar traversate (Cristur, Delenii, Bazna, Tăuni, Bogata, Grebenișul de Câmpie, Porumbeni, Ernei, Filitelnic etc.);

- sinuoase - sunt rezultatul eroziunii regresive, manifestată prin intermediul torenților, la care se adaugă participarea alunecărilor de teren și a altor procese, care au determinat retragerea și teșirea versanților; astfel de fronturi de cuestă sunt caracteristice majorității domurilor;

- semicirculare - apar în bazinele superioare ale râurilor de ordinul 3 și 4 (în sistemul Horton-Strahler): Sărata, Bazna, Nadeș, Valea Lungă, Sâniacob, care au reușit prin eroziune regresivă să atace zona centrală a apexului domului; în unele cazuri, aceasta a fost golită (Mociu) și structura s-a transformat într-o uriașă butonieră, iar în altele, râurile au reușit să atingă apexul domului fără să-l golească sau să-l secționeze, construind un relief de butoniere, care au fronturi de cuestă dispuse față în față (Bunești, Puini, Miheșu de Câmpie, Lechința, Ogra-Sânpaul, Bazna, Nadeș, Tăuni etc.).

La păstrarea unor fronturi de cuestă proeminente, în cadrul structurilor de tip dom, au contribuit pe alocuri și orizonturile mai groase de nisipuri cimentate.

Alături de fronturile de cuestas, structurile de tip dom și brahianticlinal au condiționat menținerea, formarea și păstrarea reversurilor de cuestă, conservate sub forma unor suprafețe cvasistrukturale, îndeosebi atunci când straturile înclină spre nord (Josan, 1969). Pe suprafața lor s-a dezvoltat o rețea hidrografică consecventă (pe flancurile lungi), resecventă și subsecventă, tipică reliefului monoclină (pe flancurile domurilor), în timp ce fronturile cuestelor evoluează sub incidența unei rețele obsecvente (Irimuș, 1998). Suprafețele cvasistrukturale, conform sursei citate, sunt menținute în profilul versanților, fie de prezența unor pachete groase de marne compacte (sarmațiene și panoniene), fie de existența unor orizonturi cineritice rezistente (tuful de Borșa-Apahida) ori orizonturi cineritice în alternanță cu orizonturi calcaroase, așa cum este în cazul domurilor: Delenii, Bazna, Puini, Nadeș, Sânmiclăuș, Ernei, Dumbrăvioara, Bunești și Ilimbav.

Relieful structurilor de tip dom este ușor de recunoscut în teren, îndeosebi prin urmărirea configurației fronturilor de cuestă, care sunt dispuse concentric. De exemplu, frontul acestora este orientat spre centrul structurii, în timp ce reversurile de cuestă sunt orientate în sens opus cuvetelor interdomale.

Morfologia actuală a domurilor, din Depresiunea Transilvaniei, este rezultatul unui proces evolutiv îndelungat în cadrul căruia, în funcție de particularitățile locale (elevația structurii, rocă, caracteristicile bazinului hidrografic etc.), rețeaua hidrografică le modelează doar pe flancuri, le atacă axial sau chiar le-a traversat golindu-le partea centrală.

Pornind de la cele menționate au fost deosebite trei stadii de evoluție (Josan, 1972; Josan, 1979; Irimuș, 1998):

- stadiul incipient - reflectă elemente de concordanță a reliefului, elementele structurale (fronturile de cuestă, suprafețe cvasist structurale etc.) fiind bine conservate; la partea superioară a flancurilor se menține o rețea hidrografică radiar-divergentă, în timp ce la baza lor ea este semiinelară; acest stadiu este specific domurilor: Cetatea de Baltă, Teleac, Ghindari, Trei Sate, Dealul Frumos, Daia, Șoimușul Mic, Bunești, Chedea etc.

- stadiul avansat de evoluție - fără ca domurile să fie traversate de rețeaua hidrografică, se caracterizează prin prezența: butonierelor dezvoltate (fig. 6. 12), fronturilor de cuestă festonate, suprafețelor structurale și cvasist structurale slab conservate; în acest stadiu se află domurile: Zau de Câmpie, Grebenișu de Câmpie, Sărmășel, Șincai, Ulieș, Urmeniș, Sânger, Crăiești, Vaidei, Corunca (Irimuș, 1993), Cristur, Tăuni, Bazna, Delenii, Filitelnic, Nadeș etc.

- stadiul inversiunilor de relief - se caracterizează generalizarea formelor de concordanță inversă; în morfologia acestor domuri se remarcă predominarea ariilor negative impuse de distrugerea apexului structurilor; un astfel de stadiu este caracteristic domurilor: Dumbrăvioara, Ernei, Ghinești, Miercurea Nirajului etc.; domurile Sângeorgiu de Pădure și Bogata de Mureș sunt traversate axial de rețeaua hidrografică (Coteț, 1973).

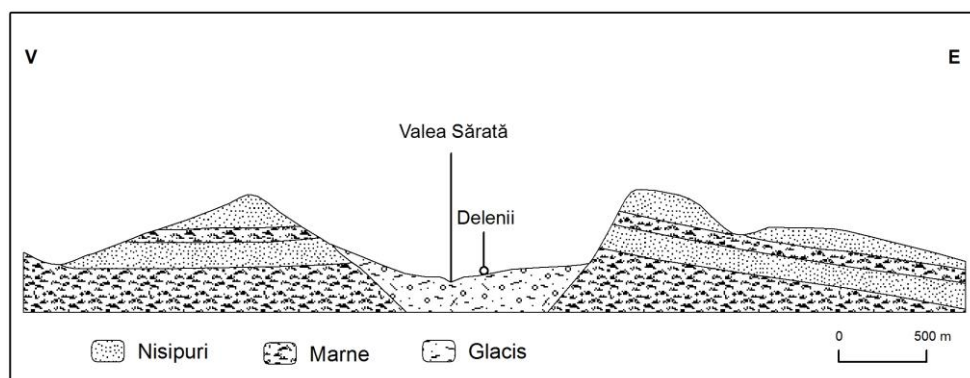


Fig. 6. 12. Butoniera de la Delenii (Josan, 1979, p. 42)

Diferențieri regionale ale reliefului format pe cute diapire și domuri.
Diversitatea formelor de relief, specifice structurilor diapire de tipul cutelor și

domurilor, impune în continuare o abordare a lor sub aspect regional, tocmai pentru a evidenția obiectiv specificul morfologiei acestora, în cadrul peisajului geomorfologic din Depresiunea Transilvaniei.

În **Câmpia Transilvaniei**, trăsăturile de ansamblu ale reliefului sunt rezultatul manifestării diferențiate ale diapirismului sării, dinspre aliniamentul cutelor diapire marginale, spre grupul domurilor din partea centrală. În cadrul acestei unități, relieful aferent structurilor diapire va fi urmărit la nivelul celor două mari subdiviziuni ale sale: Câmpia Someșană și Câmpia Mureșană.

În **Câmpia Someșană** structurile diapire formează un ansamblu de dislocații plicative, ce afectează îndeosebi formațiunile badeniene și sarmațiene, din partea ei vestică (Geografia României, III, 1987); la modul general ele aparțin fascicului de cute vestic care s-a manifestat din Valea Arieșului (Turda) până la nord de Valea Someșului Mic (Dej). Cutele diapire menționate se extind și în Podișul Someșan, la vest de Someșul Mic, pe aliniamentul Bunești – Ocna Dejului. La acestea se adaugă brahianticinalele scurte și domurile din partea centrală a Câmpiei Someșene.

Caracteristicile acestor cute constau în ordonarea paralelă a aliniamentelor, în asimetria flancurilor (cel dinspre interiorul câmpiei este mai slab înclinat, dar și mai prelung) și în străpungeri locale ale sămburilor de sare la Turda, Cojocna, Sic etc. (Geografia României, III, 1987).

Efectul morfologic, al dispunerii paralele a cutelor, a impus formarea unor văi longitudinale conjugate, situate, de regulă, pe sinclinale; în această categorie se includ: Valea Zăpodie, Valea Mare, Valea Murători, Valea Florilor, Valea Sărată și Valea Largă). În profil transversal aceste văi au o asimetrie evidentă, datoră îndeosebi reliefării fronturilor abrupte și înalte de custe, nu tocmai tipice, ale Cojocnei, Gădălinului și Suatului (Geografia României, III, 1987).

Structurile anticlinale, din partea vestică a câmpiei, sunt cele care au menținut relieful mai înalt, mai proeminent, dar în același timp au stimulat procesele de eroziune, cele care au descoperit masivele de sare. S-a ajuns până la formarea de butoniere locale, pe sămburii de sare (la Cojocna și Sic), în cadrul cărora procesele geomorfologice actuale au sculptat un relief carsto-salin cu lapiezuri, doline și lacuri, multe dintre ele de origine antropică (Geografia României, III, 1987; Réti et al., 2016).

Prezența celui mai înalt și mai fragmentat sector al Câmpiei Transilvaniei, în partea nord-vestică a acesteia, se leagă de structurile anticlinale largi (Sânmărtin, Unguraș, Țentea – Budiu - Nușeni), strâmte și scurte (Mălin - Beclean - Apatiu) (Geografia României, III, 1987). Acestea au favorizat menținerea reliefului la altitudini de peste 600 (Dumbrava Livezii 638 m, Dâmbu Stânii 610 m și Dealul Unguraș 621 m). Înălțimile orografice menționate sunt păstrate sub forma unor martori structurali, păstrați pe gresii și tufuri (Posea et al., 1974). Ei sunt însoțiți

de: fronturi de cuestă, suprafețe și umeri structurali, cueste, văi subsecvente, precum și o butonieră, la izvoarele Batinului, excavată într-un dom alungit (Mac și Raboca, 1965) (fig. 6. 13). Fronturile de cuestă reprezintă elementul geomorfologic tipic pentru bazinul inferior al Văii Batinului, ele fiind dezvoltate atât pe partea dreaptă a văii principale, între localitatea Nireș și Dealul Acăstăilor (329 m), cât și pe afluenții acesteia: Valea Salatiului, Valea Hulbenilor și Valea Topului (Mac și Raboca, 1965).

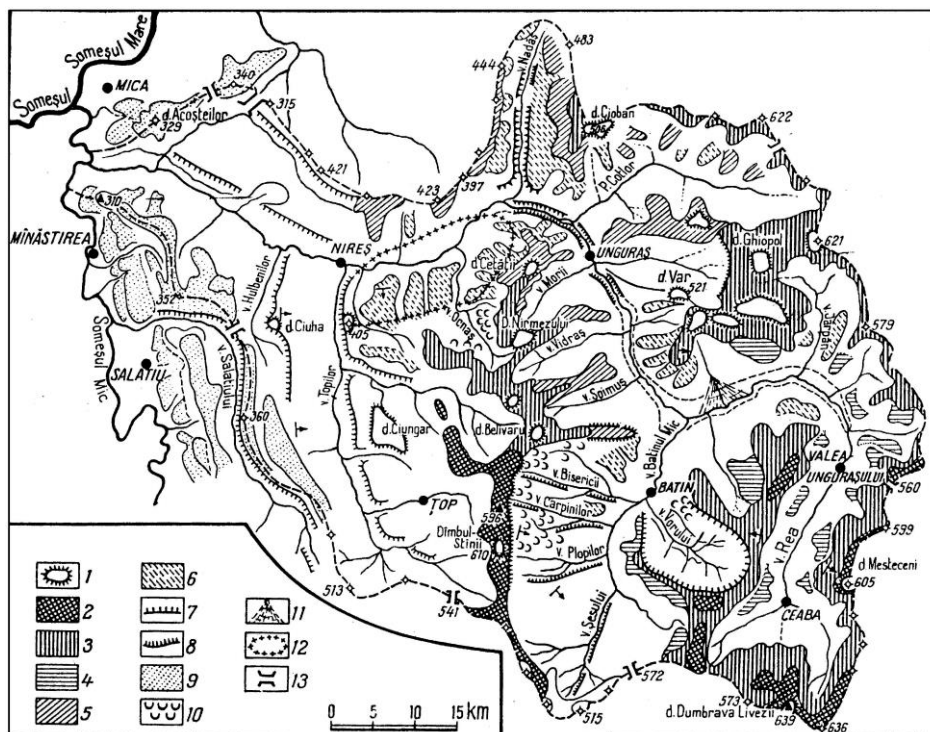


Fig. 6. 13. Relieful structural din bazinul Batinului; 1 – martori structurali; 2 – suprafață structurală (600 – 640 m); 3 – suprafață structurală (500 – 550 m); 4 – umeri structurali (440 – 480 m); 5 – umeri structurali (400 – 430 m); 6 – umeri structurali (320 – 380 m); 7 – cueste; 8 – abrupturi; 9 - terase fluviale; 10 – alunecări de teren; 11 – con de dejecție; 12 – limita masivului de sare; 13 – înșeuări (Mac și Raboca, 1965, p. 4)

O dată cu apropierea de Valea Someșului Mare, între Dej și Beclean, amploarea cutelor se reduce, fapt reflectat și în relief, la analiza cărui se observă că interfluviile înguste, cedează treptat loc suprafețelor structurale mai largi (Geografia României, III, 1987).

În acest context structural, afluenții de stânga ai Someșului Mare (Meleș, Batin etc.), cu caracter obsecvent, și-au adâncit albiile semnificativ prin raportare la nivelul de bază de la Dej (236 m). Urmărite în profil longitudinal albiilor acestora

sunt marcate de rupturi de pantă (repezișuri și praguri), de natură structurală, dar și litologică, în timp ce în profil transversal au aspect de chei, în alternanță cu bazine de eroziune (Geografia României, III, 1987).

Predominarea reliefului structural, în această parte a Câmpiei Transilvaniei, are ca efect accentuarea contrastelor morfologice dintre lunci și versanți, cei din urmă având declivități a căror valori depășesc de 30 – 35°.

Disponerea structurilor cutate, de la sud la nord, a influențat și configurația rețelei de văi, care în demersul de adaptate la structură, intersectează doar parțial, în sectoarele de obârșie și pe cursurile inferioare (ca efect a abaterii spre nivelul de bază) anticlinalele. În aceste condiții inversiunile de relief sunt rare, puțin semnificative (butonierele de la Cutca și Mălin), iar versanții suprapuși fronturilor de cuestă s-au dezvoltat îndeosebi pe afluenții secundari, de pe dreapta văilor: Meleș, Lechința și Beudiu (Geografia României, III, 1987). În același timp, pe fondul înclinării generale, de la nord către sud, a avut loc evidențierea frontului de cuestă de pe stânga Someșului Mare (sectorul Beclean – Mica), cu denivelări a căror valori ajung la 250 – 300 m; el a fost fragmentat de către bazine de eroziune cataclinală (Valea Cireșoaiei, Valea Mare și Valea Viilor) (Geografia României, III, 1987).

În categoria reliefului structural poate fi inclus și versantul drept al Someșului Mic, sectorul Apahida - Dej, care fiind extins în lungul cutelor diapire, este socotit ca abrupt structural (Posea et al., 1974).

Cute diapire se întâlnesc și în extremitatea estică a Câmpiei Transilvaniei, unde se remarcă anticlinalul Teaca-Sărățel (Posea et al., 1974).

Partea sudică a Câmpiei Someșene, reprezentată de bazinele superioare ale Fizeșului și Meleșului, comparativ cu cea nordică, unde predomină relieful structural, datorat cutelor diapire, este caracterizată de prezența brahianticlinalelor scurte, dispuse de la nord-vest spre sud-est (Geografia României, III, 1987), și a domurilor. După sursa citată, monoclinul prelung, dezvoltat din vecinătatea Văii Suatu, coboară până în axa Fizeșului, fiind deranjat doar de domul Puini (est - vest), reliefat prin fronturi de cuestă semicirculare și văi periferice (Sântejude și Ghiriș).

Valea Puinilor, afluent de stânga al Fizeșului, sub controlul coborât din perimetrul cuvetei intradomale, a pătruns regresiv înspre apexul brahianticlinalului generând butoniera Puini (Irimuș, 1998).

La fel s-a întâmplat și în cazul văii Mociu, care a pătruns regresiv în structura brahianticlinalului de la Mociu, pe care l-a golit și l-a transformat într-o butonieră; în cadrul acestor butoniere fronturile de cuestă sunt de tip circular. De asemenea, între Sucutard și Geaca, această structură trece în estul văii Fizeșului pe Valea Lacu, la obârșia căreia domină un front de cuestă abrupt (Dealul Ascuțit 556 m).

Atât domul Puini, cât și brahianticlinalalele răzlețe din Valea Fizeșului și izvoarele Văii Șiețului, sunt mărginite de sinclinale de compensație care favorizează procesele de limnizare (Geografia României, III, 1987).

Cele notate demonstrează că reducerea amplitudinii și a efectului cutelor diapire, spre est, a permis manifestarea dinamicii sării într-o altă manieră, și anume prin formarea structurilor de tip dom, fapt care explică și ușoara scădere a altitudinilor, la valori care se mențin îndeosebi sub 500 m.

Câmpia Mureșană este caracterizată de prezența unui relief structural datorat prezenței domurilor și brahianticlinalalelor. Din cauza înclinării reduse a flancurilor ($2 - 5^\circ$), domurile nu au impus declivități accentuate reliefului și nici altitudini, care să determine contraste între partea superioară și cea inferioară a văilor, de unde și aspectul colinar al reliefului (Geografia României, III, 1987).

Conform sursei citate, prezența domurilor a influențat orientarea interfluviiilor și văilor, precum și existența formelor structurale de tipul fronturilor de cuestă semicirculare și a suprafețelor structurale, menținute pe monoclinurile ce pornesc din partea centrală a structurilor domale.

Astfel de trăsături sunt caracteristice în partea mediană a câmpiei, unde domurile sunt grupate pe două aliniamente evidente: primului, aflat între Valea Florilor și Valea Silivașului (afluenți opuși ai Pârâului de Câmpie), îi sunt caracteristice structurile de la Zau de Câmpie și Sărmășel, prelungite către Mureș cu domul de la Luduș, în timp ce pentru al doilea, situat în bazinul Comlodului, domurile au o dezvoltare dominant pe dreapta râului (de exemplu domul Șincai), cu orientarea axului principal perpendicular pe profilul longitudinal al acestuia (Geografia României, III, 1987).

Cu toate că râurile principale, din sudul Câmpiei Transilvaniei (Pârâu de Câmpie, Comlod etc.), au urmărit în direcția lor de curgere spre Mureș înclinarea generală a câmpiei pe direcția nord-sud, din momentul interceptării domurilor, traseul lor a suferit abateri de la planul inițial, ca răspuns al adaptării la structură. În aceste condiții, văile primare respective din consecvente, au devenit pe anumite sectoare periclinale, izoclinale sau chiar subsecvente și obsecvente, acolo unde s-au adâncit chiar în domuri (Geografia României, III, 1987).

Prin erodarea bolții domurilor, fie de către văile principale (Sărmășel și Zau de Câmpie), fie de către afluenții lor, s-au format butonierele conturate de fronturi de cuestă semicirculare, așa cum este în cazul celei de la Pogăceaua (Geografia României, III, 1987). Sinclinalele dintre domuri, afectate și de lăsări neotectonice, au reprezentat locuri favorabile pentru amenajarea unor cuvete lacustre în Valea Pârâului de Câmpie la: Șăulia, Zau de Câmpie și Tăureni.

Domurile din partea sudică a Câmpiei Transilvaniei (Zau de Câmpie, Grebenișu de Câmpie, Sărmășel, Șincai, Ulieș, Urmeniș, Crăiești etc.), cu toate că se află într-un stadiu avansat de evoluție, nu sunt traversate în totalitate de

rețeaua hidrografică, chiar dacă ea a depășit zona apexului. Din acest motiv ele sunt caracterizate de prezența: butonierelor lărgite (la Zau de Câmpie, Sărmășel etc.), fronturilor de cuestă festonate și văilor largi cu albie care meandreaază.

Adaptarea rețelei hidrografice, la structură, este evidențiată de aspectul semiinelar la baza domurilor și radiar divergent pe flancuri (Irimuş, 1998).

Cuvetele interdomale, dintre domurile menționate, au favorizat prezența unor culoare de vale largi: Valea Lechinței, Valea Pârâul de Câmpie, Valea Comlodului, Valea Șesul, Valea Noroiosul, Valea Frății, Valea Morii, Valea Fizeșului, Valea Meleșului, Valea Buzei etc. Stadiul avansat de evoluție a acestor domuri, este subliniat și de relieful de concordantă inversă reprezentat de văile de anticlinal: Valea Roanța (Domul Sânger) și Valea Urieșului (domul Zau de Câmpie) (Irimuş, 1998).

Părții sudice a Câmpiei Mureșene, cu deosebire în perimetru structurilor de tip dom, le sunt specifice văile subadaptate sau incompetente, extrem de largi, caracterizate de prezența unor lunci foarte dezvoltate.

Alături de evoluția rețelei de văi, cele care scot în evidență elementele structurale sunt și procesele geomorfologice de pe suprafața versanților. Lipsa unui relief structural proeminent trebuie corelată cu înclinarea redusă a straturilor, în general între 2 și 5°, doar rareori ajungând la valori apropiate de 10° (Posea et al., 1974).

Partea estică a Câmpiei Mureșene prezintă un relief structural rezultat în urma adaptării rețelei de văi la cutele majore din vecinătatea Culmii Șieului, ce au antrenat depozite mai rezistente, fapt care a determinat ca relieful să se mențină la altitudini ridicate, care pe alocuri depășesc 550 m (Turnul Băiței 567 m).

În **Podișul Târnavelor**, relieful aferent structurilor diapire fiind dezvoltat pe suprafețe extinse, prezintă diferențieri marcante de la o subunitate la alta.

În **Dealurile Târnavei Mici**, legat de existența cutelor și a domurilor diapire, care au fost modelate prin adaptarea rețelei hidrografice la substrat, se remarcă prezența: butonierelor, fronturilor de cuestă, suprafețelor structurale și a văilor specifice, cu relieful lor de detaliu.

Marginea vestică a Dealurilor Târnavei Mici, la vest de linia localităților Luduș, Jidvei și Valea Lungă, este cutată diapir. În relief este evident în acest sens fasciculul de anticlinale diapire din sectorul Ocna Mureș - Blaj, în cadrul căruia straturile au înclinări medii de 15 – 20°, dar pot ajunge local, chiar la valori 60° (Geografia României, III, 1987). Prin traversarea lor de către Mureș (la Ocna Mureș) și de către Târnava (în aval de Blaj), aceste văi sunt considerate de tip transversal (Posea et al., 1974), prin fasciculul vestic de cute de diapire.

La est de linia dată de localitățile menționate, depozitele miocene sunt cutate sub formă de domuri (fig. 6. 14), cu înclinări mai reduse ale straturilor, (5 – 10°), comparativ cu valorile specifice cutelor diapire.

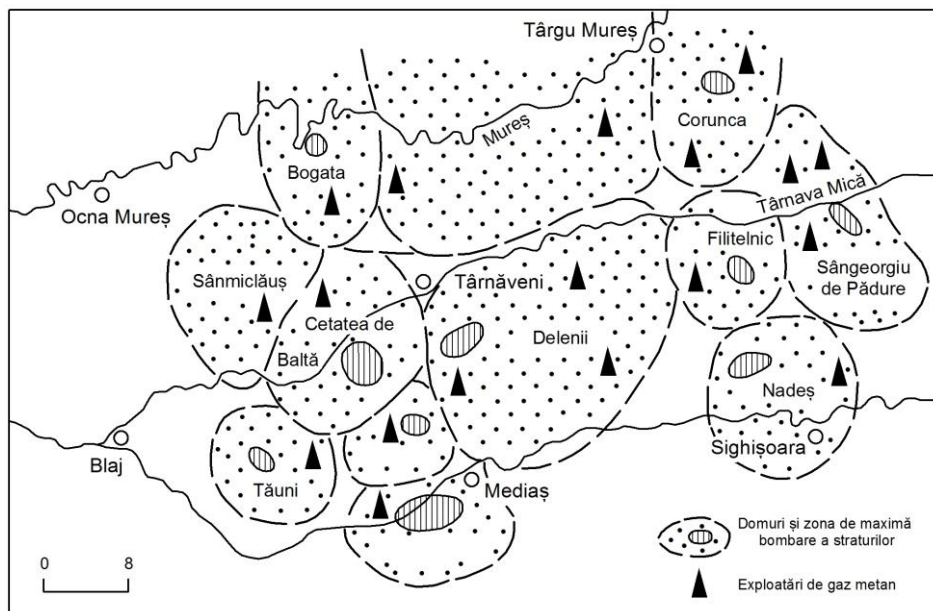


Fig. 6. 14. Domurile gazeifere din Dealurile Târnavelor Mici
(Geografia României, III, 1987, p. 568)

Dintre domurile existente, în Dealurile Târnavelor Mici, se remarcă cele de la: Bazna, Cetatea de Baltă, Delenii, Filitelnic, Sângeorgiu de Pădure (drenate de către afluenți ai Târnavelor Mici), Tăuți (drenat de afluenți ai Târnavelor Mari), Copșa Mică (interceptat de Târnavă Mare), Sângeorgiu de Pădure (pe Târnavă Mică), apoi Miercurea Nirajului (drenat de Niraj), Vaideiu și Bogata (din Culoarul Mureșului), Corunca (drenat spre Mureș).

Adaptarea rețelei de văi, la structurile de tip dom, a determinat erodarea acestora până la formarea, în partea centrală a lor, a butonierelor prevăzute cu fronturi de cuestă dispuse față în față; ele sunt specifice îndeosebi domurilor: Nadeș, Filitelnic, Bazna și Tăuți. Sinclinale dintre domuri sunt ocupate de văi, așa cum este în cazul Văii Chesler, adaptată minimului de la est de domul Tăuți.

În cazul domului Cetatea de Baltă, Valea Balta prin adaptare la structură a primit aspect semicircular. În situația domului Tăuți culoarul Pârâului Valea Lungă are aspect inelar, formă pe care o urmează și frontul de cuestă de pe dreapta sa (Posea et al., 1974).

Domurile din Dealurile Târnavelor Mici au fost erodate inegal, de către rețeaua hidrografică, motiv pentru care se află în diverse stadii de evoluție: incipient (domul Cetatea de Baltă, care nu este atacat axial de rețeaua hidrografică), avansat (domurile Tăuți, Bazna, Filitelnic, Delenii și Nadeș, care sunt atacate axial de rețeaua hidrografică, dar fără să fie traversate în întregime) și al inversiunilor de relief (domurile Sângeorgiu de Pădure și Bogata, care sunt traversate axial în cazul

de față de către Târnava Mică, respectiv Mureș, care le-au golit prin supraîmpunere); iată o dovadă că domurile sunt mult mai vechi decât rețeaua de hidrografică din depresiune, chiar dacă ne referim la râuri principale, organizate în consecință, după cutarea diapiră a depozitelor.

O situația aparte se înregistrează în cazul Dumbrăvioara și Miercurea Nirajului, care sunt traversate de către Mureș, respectiv Niraj. Ele s-au adâncit în axul domurilor, golindu-le, prin traversare longitudinală, în lungul axului anticlinal (Irimuș, 1998). Conform autorului citat, drenarea acestor structuri, prin supraîmpunerea râurilor menționate, le conferă calitatea de văi antecedente.

Prezența domurilor a influențat semnificativ evoluția rețelei hidrografice, cele mai dezvoltate văi (din partea centrală a Dealurilor Târnavei Mici cunoscută sub denumirea de Dealurile Dumbrăvenilor) fiind localizate pe flancurile domurilor Delenii, Filitelnic și Nadeș. Prin adaptarea la structură aceste văi au devenit asimetrice, fronturile de cuestă formând versantul lor drept.

De asemenea, rețeaua hidrografică s-a adaptat structurilor, fiind semiinelară la baza lor (Cetatea de Baltă, Tăuni, Nadeș) și radiar divergentă pe flancuri (fig. 6. 15).

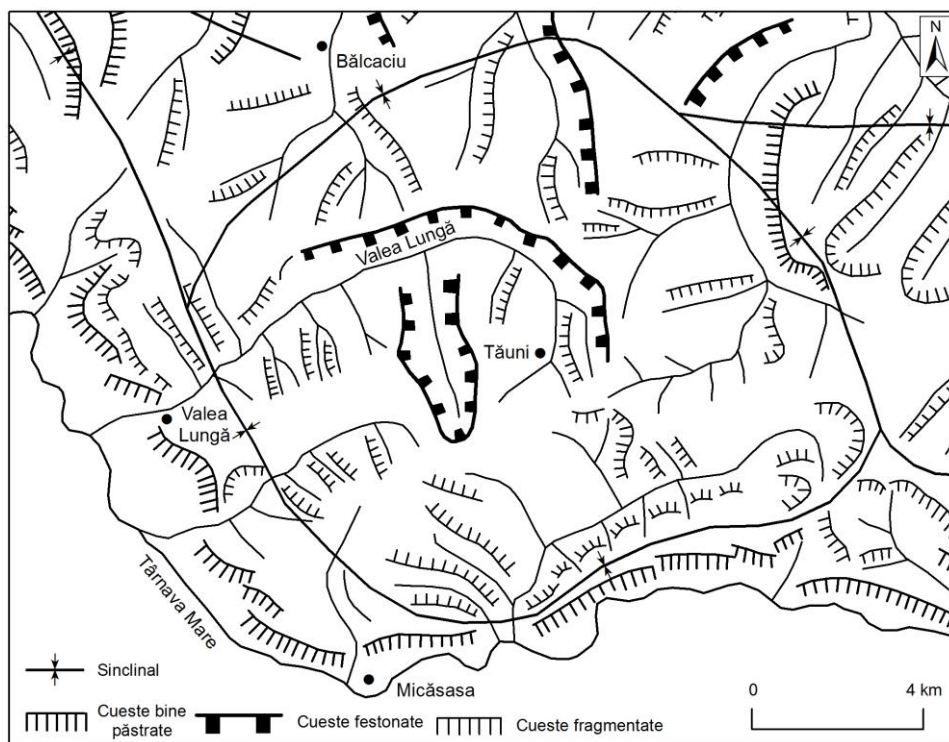


Fig. 6. 15. Relieful de cueste datorat adaptării rețelei hidrografice la structura domului Tăuni (prelucrare după Josan, 1979, p. 45)

În același timp, văile radiare atacă apexul structurilor, formând în cursul lor superior bazine de eroziune largite, închise prin fronturi de cuestă semicirculare (Irimuş, 1998). Afluenții văilor radiar-divergente (Lodromanului, Cund, Valea Sărată, Idiciu, Valea Mică, Adămuş, Seleş etc.), considerate de tip obsecvent, atacă fronturile cuestelor festonându-le şi întrerupând pe alocuri linearitatea lor (Irimuş, 1998). Aceleaşi văi, după autorul citat, dezvoltă în frontul cuestelor pâlnii cataclinale, închise de fronturi de cuestă secundare de tip unghiular.

Fronturile de cuestă din Dealurile Târnavei Mici, formate ca urmare a adaptării reţelei hidrografice la structură sunt de mai multe tipuri (Josan, 1979):

- liniare – sunt specifice văilor situate pe flancurile dezvoltate ale domurilor sau ale anticlinalelor diapire; ca exemple pot fi date de fronturile de cuestă care formează versanţii văilor de pe flancul de est al domului Delenii şi cele ale văilor din cadrul domului Filitelnic;

- sinuoase – sunt caracteristice cutelor diapire de la Ocna Mureş, ele rezultând în urma intersectării unor structuri succesive de către un râu (de exemplu, cuesta de pe Valea Fărău, şi cea de pe Valea Râului);

- unghiulare - apar pe flancurile domurilor sau uneori chiar pe cele ale anticlinalelor diapire, din sectoarele de confluenţă ale râurilor, aşa cum sunt cele de pe Valea Râului, între Lopadea Nouă şi Hopârta;

- semicirculare - se întâlnesc în bazinele superioare ale râurilor care au reuşit, prin eroziune regresivă, să depăşească zona centrală a unui dom; exemple tipice sunt fronturile de cuestă din bazinele superioare ale văilor Sărata (domul Delenii), Bazna (domul Bazna), Nadeş (domul Nadeş) şi parţial Valea Lungă (domul Tăuni); de asemenea, ele formează unul din versanţii văilor cu caracter inelar de la baza domurilor, cum este, de exemplu cazul Văilor Valea Lungă, aval de Tăuni şi Valea Pădure din domul Nadeş).

Urmărite în profil transversal fronturile de cuestă nu sunt uniforme, ele prezentând rupturi de pantă, datorită existenţei unor poliţe structurale, menţinute de prezenţa unor straturi, alcătuite din roci mai rezistente la eroziune, de tipul gresiilor sau nisipurilor (Josan, 1979), dispuse în alternanţă cu straturi mai friabile (marne şi argile). Aceste alternanţe, conform autorului citat, au cauzat pe alocuri formarea fronturilor de cuestă etajate, aşa cum este cel de pe dreapta Văii Fărău sau de pe stânga Văii Iclod.

Comparativ cu fronturile de cuestă, care sunt foarte bine reliefate în Dealurile Târnavei Mici, suprafeţele structurale, din cauza eroziunii care avut loc, nu coincid decât parţial cu monoclinurile exterioare domurilor. S-a ajuns astfel ca pe marnele sarmaţiene şi panoniene din perimetru domurilor Delenii, Cetatea de Baltă şi Nadeş, reversurile de cuestă să aibă caracter de suprafeţe cvasistrukturale (Geografia României, III, 1987). Prezenţa faciesurilor predominant nisipoase a determinat transformarea lor prin procese de eroziune şi acumulare în glacisuri de

revers, marcate de deluvii groase, ca rezultat al alunecărilor consecvente (Geografia României, III, 1987).

Maniera de înfățișare a reliefului structural a fost influențată și de litologie, ai cărei caracteristică este alternanța unor straturi labile (marne, argile și nisipuri) cu straturi rezistente la eroziune (tufuri vulcanice și gresii) (Geografia României, III, 1987). În aceste condiții, conform sursei citate, pe anticlinalele și sinclinalele fasciculului diapir vestic, unde predominante sunt rocile mai puțin rezistente la eroziune, fronturile de cuestă sunt mai atenuate, iar linia profilului mai sinuoasă; în schimb, pentru structurile de tip dom, din partea centrală, caracteristice sunt cuestasimetrice (Delenii, Bazna, Filitelnic etc.), cu fronturi mult mai abrupte, susținute de tufurile vulcanice (fig. 6. 12). De asemenea, pe structurile sinclinale cuestasimetrice au fronturile opuse, iar monoclinurile largi converg către văi sau, în unele locuri, către aliniamente de creste care marchează inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987).

Se poate concluziona că, în Dealurile Târnavei Mici, structura geologică imprimă văilor și interfluviilor un evident caracter asimetric (Josan, 1979). Un astfel de relief este prezent în cadrul majorității văilor, care s-au adaptat înclinării radiare a depozitelor geologice, în cadrul structurilor de tip dom. Fiind influențat de natura petrografică a rocilor, relieful structural este bine dezvoltat unde alternează nisipurile slab cimentate, marne și argile, în timp ce pe nisipuri sau numai pe marne, influențele petrografice fiind mai puternice, el este neexpresiv (Josan, 1979).

Și în **Podișul Hârtibaciului** relieful structural, format în urma dinamicii proceselor diapire, este reprezentativ în perimetrul domurilor, brahianticlinalelor și cutelor.

În partea sud-estică a podișului se remarcă prezența cutelor diapire, în timp ce în rest sunt prezente doar domuri. Dintre acestea se remarcă următoarele: Copșa Mică (fig. 6. 16), Noul Săsesc, Bunești, Ilimbav și Rodbav.

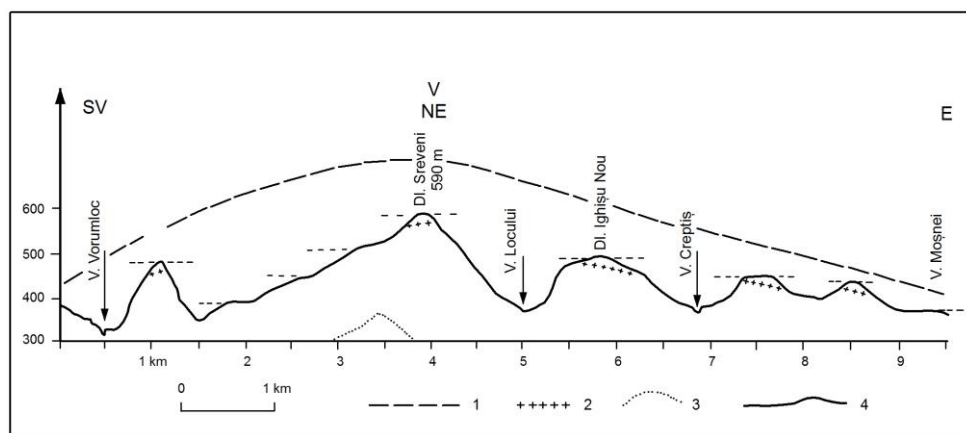


Fig. 6. 16. Profil geomorfologic prin domul Copșa Mică; 1 – limita altitudinală inițială a domului; 2 – Tuful de Ighiș; 3 – Tuful de Bazna; 4 – linia profilului (Irimuş, 1998, p. 129)

Domul Copșa Mică, localizat în partea nord-vestică a Podișului Hârtibaciului, se caracterizează, sub aspectul adaptării văilor la structură, printr-un stadiu avansat de evoluție, el fiind traversat în partea nordică de Târnava Mare (Irimuş, 1995). Alături de aceasta, în partea centrală a domului s-au adaptat următoarele văi: Viilor, Şomârdului, Ighişului, Ruptura etc., care în profil transversal sunt asimetrice. Dintre acestea Valea Şomârdului, prin adâncire în partea axială a domului, a schiţat o butonieră incipientă (Gârbacea şi Grecu, 1994).

La rândul său domul Noul Săsesc prezintă un relief structural asimetric, cu diferențieri între vestul şi estul axului său, după cum se poate urmări pe direcția sud-sud-vest – nord-nord-est, între Noul Săsesc şi Laslea (Gârbacea şi Grecu, 1984). Prezența în cadrul acestei structuri a depozitelor pannoniene, relativ uniforme litologic şi cu înclinări reduse ale flancurilor ($1^{\circ} 40'$), a determinat apariția unui relief tipic asimetric în cadrul văilor.

În consecință, văile de la vest de axul domului prezintă fronturi de cuestă bine dezvoltate, pe versantul stâng (Valea Roandolei, Valea Noul Săsesc, Valea Valchidului, Valea Caselor, Valea Biertanului), însoțite de suprafețe structurale. La est de axul domului, fronturile de cuestă sunt dezvoltate în schimb pe partea dreaptă a văilor: Haivalei, Mălâncravului, Felții, Dolei, Crişului, Iacobenilor, Fînețelor şi Stejerenii (Gârbacea şi Grecu, 1984).

Sub aspect structural fiecare din cele două flancuri ale domului, situate la vest şi est de apex, pot fi considerate câte un domeniu aparte de modelare a unui relief monoclinal (Gârbacea şi Grecu, 1984). Conform autorilor citați, pentru această structură, în apexul domului, nu s-a schiţat încă procesul de formare a unei inversiuni de relief.

Domul Buneşti, localizat în partea estică a podișului, se află într-un stadiu incipient de evoluție (fig. 6. 17), raportat la adaptarea rețelei de văi la structură. Dintre formele de relief structural se remarcă prezența fronturilor de cuestă, de tip liniar şi festonat (pe văile Meşendorf şi Lacului), la care se adaugă suprafețele cvasistructurale (Dealul Lacului, Dealul Râpilor etc.).

Domul Ilimbav este situat pe interfluviul dintre Olt şi Hârtibaciu, fiind cel mai sudic din Depresiunea Transilvaniei (Grecu, 1992). El este un dom de joasă altitudine, fapt ce explică slabele sale influențe structurale în morfologia Podișului Hârtibaciului (Dealurile Făgetului).

Într-o situație oarecum asemănătoare se află şi domul Rodbav, în cadrul căruia rețeaua de văi a scos destul de puţin în evidență structura, pe fondul unor valori reduse ale înclinării depozitelor (11°) şi a amplitudinii mici a bolții acestora (Irimuş, 1998). Se remarcă totuşi relieful structural din văile Cincu şi Rodbav, precum şi a afluenților acestora, care sunt parțial adaptați la structură (fig. 6. 18).

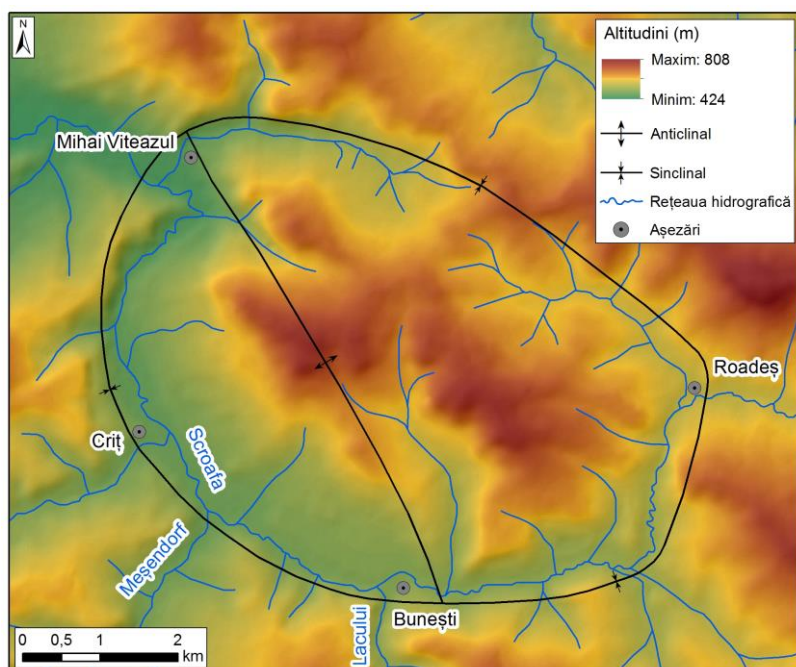


Fig. 6. 17. Adaptarea rețelei hidrografice la Domul Bunești

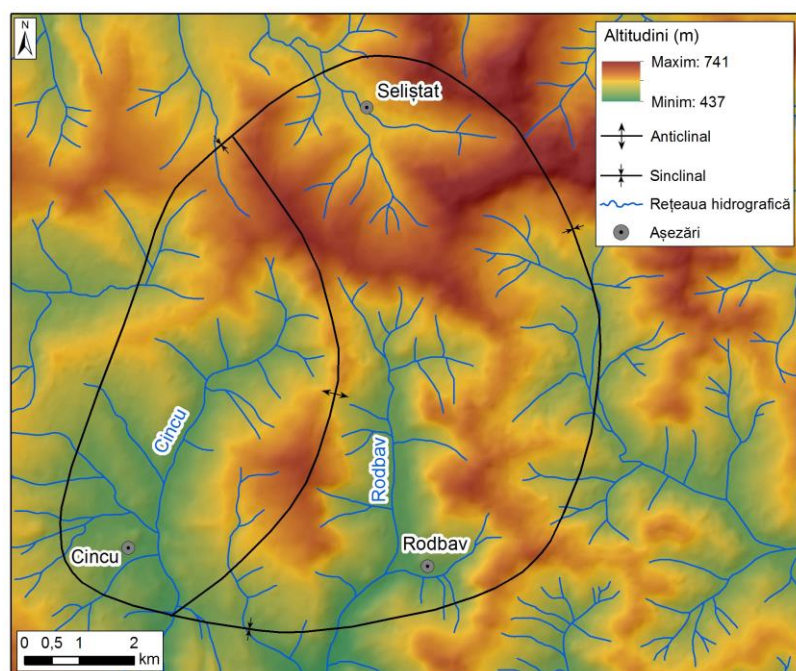


Fig. 6. 18. Adaptarea rețelei hidrografice la Domul Rodbav

Față de structura acestor domuri văile prezintă adaptări parțiale, fiind semiinelare la baza lor și radiar divergente pe flancuri. Dintre formele de relief ce evidențiază structura se remarcă în acest caz fronturile de cuestă și suprafețele structurale.

Fronturile de cuestă sunt prezente în văile de ordine superioare: Valea Viilor, Valea Șomârdului, Valea Ighișului (pentru domul Copșa Mică) Valea Richiș, Valea Biertan, Valea Roandola, Valea Mălâncrav, Valea Felții (pentru domul Noul Săsesc), Valea Meșendorf, Valea Lacului (pentru domul Bunești), Valea Satului, Valea Seacă (pentru Domul Ilimbav), Valea Rodbav și Valea Cincu (pentru domul Rodbav). Ele își păstrează caracterul linear pe lungimi relativi reduse, de ordinul sutelor de metri, deoarece sunt fragmentate de văi torențiale cu caracter obsecvent (Irimuş, 1998). Văile ce atacă regresiv apexul domului sunt închise de fronturi de cuestă circulare și semicirculare (Valea Rodbav, Valea Cincu) (Irimuş, 1998).

Reversurile de cueste, menținute pe suprafețe cvasist structurale se prezintă sub forma unor versanți prelungi.

Alături de văi, cele care au contribuit hotărâtor la punerea în evidență a domurilor și a formelor de relief structural care le însoțesc, un aport substanțial și-au adus procesele geomorfologice derulate pe suprafața versanților: deplasări în masă (Irimuş, 1996) și scurgerea apei pe versant.

Cutele diapire, cu toate că se întâlnesc atât în partea vestică, cât și în cea sud-estică a podișului, nu se impun în printr-o concordanță directă, pentru a genera un relief structural evident.

În partea vestică se remarcă anticlinalul Buia – Șalcău – Ghijasa de Sus, care poate fi urmărit pe toată lățimea bazinului Hârtibaciului, de la sud de localitatea Ghijasa de Sus (din Dealul Mormântul Mare de 624 m, de pe cumpăna Hârtibaciu – Târnava Mare), până la Benești și apoi mai spre est până la Vârd, de unde este orientat nord-sud, pe la est de domul Ilimbav (Grecu, 1992).

În partea nord-vestică a podișului, depozitele sunt cutate sub formă de anticlinale și sinclinale: anticlinalul Cașolț-Săcădate, anticlinalul Glâmboaca-Vurpăr, sinclinalul Slimnic-Vurpăr-Nou Român, anticlinalul Ghijasa de Jos, sinclinalul Colun-Fofeldea-Marpod, sinclinalul Alțâna, anticlinalul Mohu - Cașolț (Ilie, 1958; Grecu, 1992).

Alături de aceste structuri se mai remarcă următoarele (Grecu, 1992): anticlinalul Dealul Frumos (pornește de la sud domul Nou Săsesc, trece prin interfluviul dintre râurile Ruja și Proștea, pe la vest de localitățile Dealul Frumos, Merghindeal și prin Dealul Bloșelu de pe cumpăna dintre Hârtibaciu - Olt), sinclinalul Agnita – Veseud, anticlinalul Daia (este orientat nord-sud și începe la sud de localitatea Daia, trece prin satul Țeline, traversează Valea Sărătura și râul Hârtibaciu).

Dintre formele de relief evidențiate, de aceste structuri, se remarcă: culmi și vârfuri de anticlinal (Dealul Cornățelului, Dealul Tabăra – pe anticlinalul Cașolț - Săcădate; Dealul Curmătura – pe anticlinalul Ghijasa de Sus – Benești etc., martori structurali, văi de anticlinal (tipică este în acest sens Valea Hârtibaciului în aval de Benești; ea a rezultat în urma adâncirii râului în axul anticlinalului Ghijasa de Sus – Benești, față de care valea se consideră antecedentă; flancul nordic al anticlinalului este bine reliefat, el fiind mai înclinat, de unde aspectul de front de cuestă; afluenții de dreapta ai Hârtibaciului din acest sector – Zlagna și Bârghiș – fiind perpendiculari pe axul anticlinalului, au versanți abrupti, care le conferă caracterul unor mici clisuri), văi de sinclinal (Valea Morii în aval de Localitatea Movile) (Grecu, 1992).

Prezența structurilor diapire, în extremitatea sudică și estică a Podișului Hârtibaciu, se leagă de fasciculul diapir estic (dintre Șieu și Rupea) și de cel sudic, mai puțin schițat (desfășurat între Valea Avrigului și Valea Arpașului). Se remarcă în acest sens câteva anticlinale tăiate de Valea Oltului, care mai spre nord la Jibert devin plate (Irimuș, 1998). Fiind vorba de un efect diapir atenuat, structurile în cauză nu determină un relief specific, decât în vecinătatea Frontului de cuestă Nord-Făgărașan, aferent Depresiunii Făgăraș.

Cu toate că depozitele cutate diapir se prezintă sub formă de anticlinale și sinclinale, ele se nu se impun evident în relief, datorită slabei înclinări a flancurilor. În același timp, relieful structural din Podișul Hârtibaciului a fost influențat și de existența unei alternanțe de straturi cu diferențe reduse a rezistenței la eroziune (marne, nisipuri slab cimentate, argile, conglomerate, gresii etc.) la care se adaugă lipsa unor straturi mai dure, pe care să se mențină suprafețe structurale tipice (Grecu, 1992).

În **Podișul Secașelor** relieful structural asociat cu dinamica sării este datorat prezenței fasciculelor de cute diapire, din vestul Depresiunii Transilvaniei.

Structurile respective au fost scoase în evidență de către rețeaua hidrografică, care chiar dacă și-a păstrat orientarea inițială, pe măsură ce le-a intersectat a fost nevoită să se adapteze.

Relieful aferent structurilor diapire este specific îndeosebi părții sud-vestice a Podișului Secașelor, unde Secașul Mare traversează o succesiune de sinclinale și anticlinale, orientate nord-est – sud-vest (anticlinalul Daia Română, anticlinalul Doștat – Miercurea Băi, anticlinalul Slatina, sinclinalul Doștat – Șpring, sinclinalul Drașov - Șpring), care nu depășesc, în general, actuala cumpănă de ape dintre cele două Secașe (Raboca, 1995). Adaptarea rețelei hidrografice la axul anticlinalului Doștat – Miercurea Băi a condus la formarea unei cvasibutoniere, localizată în bazinul superior al văii Doștat.

Cu toate că au o extensiune mai redusă, cutele diapire sunt prezente și în partea estică a podișului, acolo unde există două sinclinale: Broșteni - Hașag (orientat nord-vest – sud-est) și Topârcea – Alămor (orientat perpendicular pe

primul, adică sud-vest – nord-est) (Raboca, 1995). Structurile respective, conform autorului citat, au fost intersectate oblic de către afluenții Secașului Mic, fapt care a determinat formarea unor fronturi de cuestă paralele. La acestea se adaugă anticlinalul Cenade – Soroștin, peste care se suprapune, în mare parte, interfluviul dintre Târnava Mare și Secașul Mic.

În **Dealurile Bistriței** prezența reliefului structural, pe filieră diapiră, se leagă de prezența cutelor din partea estică a Depresiunii Transilvaniei, ce se extind la nord de Culoarul Mureșului, în Culmea Șieului și prelungirile acesteia, până la nord de râul Șieu.

Masivitatea reliefului din **Culmea Șieului**, localizată în partea sud-estică a Dealurilor Bistriței, este datorată atât caracterului tectonic, cât și dunității rocilor antrenate în procesul de cutare (conglomerate badeniene) (Gârbacea, 2015).

În cazul Culmii Șieului este vorba de o cută falie, menținută în relief de conglomeratul de Jabenîța, de vârstă badeniană. Prin faptul că este rezistent la eroziune, se explică menținerea unor culmi înalte (Gârbacea, 2015), cu altitudini de peste 640 m (647 m în Vârful la Râpă, 684 în Dealul Făget, 744 în Dealul Bura etc.).

Acestea corespund anticlinalelor (Bârla-Uila și Teaca), cu axul format din sâmburi de sare, însă pe a căror flancuri, alături de conglomeratul de Jabenîța, apar și alte roci dure, de vârstă badeniană, între care se remarcă Tuful de Dej (Gârbacea, 2015). Urmărită în profil transversal Culmea Șieului este asimetrică. Versantul nordic coboară domol spre Valea Șieului, în timp ce versantul sudic este mai abrupt, dominând altitudinal Câmpia Transilvaniei. Contactul între cele două unități morfostructurale corespunde unei linii tectonice, falia longitudinală Pintic-Batoș, în lungul căreia Badenianul încalecă depozitele sarmațiene ale câmpiei.

Pe flancul nordic al anticlinalului, între Posmuș și Culoarul Mureșului, rețeaua hidrografică s-a adaptat la structură formând văi subsecvente (Gârbacea, 2015), străjuite de fronturi de cuestă și suprafețe structurale.

Între anticlinalarele Bârla – Uila și Teaca este prezent sinclinalul Jeica, format din depozite sarmațiene friabile dispuse succesiv (gresii, nisipuri și marne), în cadrul căruia se remarcă prezența unui relief cu altitudini de 400 – 450 m; versanții înregistrează valori reduse ale declivității, iar văile care îl drenează sunt din categoria celor mature (Gârbacea, 2015).

În **Dealurile Ghindei**, din partea centrală a Dealurilor Bistriței se remarcă prezența sinclinalului Sigmir (traversat aproape perpendicular de Valea Bistriței) și anticlinalul Bârla - Uila (Gârbacea, 2015).

În **Depresiunea Dumitrei**, din partea nordică a Dealurilor Bistriței, formațiunile geologice sunt cutate sub formă de anticlinale și sinclinale largi, orientate nord-vest – sud-est: anticlinalul Slătinița, sinclinalul Târpiu, anticlinalul Tăuri, sinclinalul Sigmir, în ordinea lor de la est la vest (Gârbacea, 2015). În axele sinclinalelor, conform autorului citat, existența rocilor mai rezistente la eroziune,

a determinat apariția inversiunilor de relief structural, de tipul sinclinalelor suspendate, care se prelungesc și în afara depresiunii; cel mai tipic exemplu în acest sens fiind Dealul Cetății (680 m), din subunitatea morfostructurală Dealurile Cetății. Valea Rosua, principala arteră hidrografică a depresiunii, traversează perpendicular aceste cute, motiv pentru care nici ea și nici afluenții ei nu sunt adaptați la structură. Doar în partea vestică a acestei depresiuni, unde cutele sunt orientate de la nord la sud, relieful structural este mai expresiv. De exemplu, valea largă a Șieului între Cristur-Șieu și Șintereag urmărește fidel zona anticlinală Șieu-Tăure (continuarea la nord de Șieu a anticlinalului Bârla - Uila) (fig. 6. 19), prelungită spre nord cu bazinetul depresionar Tăure, format tot în cuprinsul acestui anticlinal (Gârbacea, 2015).

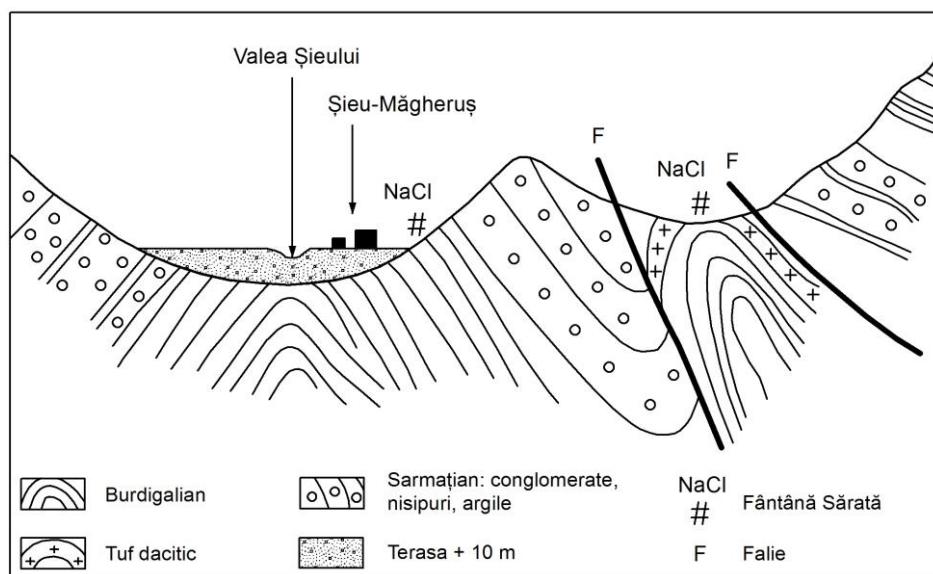


Fig. 6. 19. Profil transversal peste Valea Șieului la Șieu-Măgheruș (Wachner, 1929, citat de Gârbacea, 2015, p. 69)

Cutele diapire din **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt** reprezintă o continuare a celor care vin dinspre Dealurile Bistriței (Culmea Șieu - Sinioara).

Relieful structural din această unitate morfostructurală se leagă de prezența cutelor diapire din estul Depresiunii Transilvaniei. Structurile respective sunt ordonate spațial, după direcția cristalinului Munților Perșani, afundându-se succesiv dinspre sud către nord, sub formațiunile vulcanice ale Munților Harghita și Gurghiu (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, conform sursei citate, fasciculul de cute din estul Depresiunii Transilvaniei, bine dezvoltat în sectorul Homoroade – Odorheiu Secuiesc, se restrânge foarte mult în bazinul Târnavei Mici și al Mureșului, recâștigând lățime doar în Dealurile Bistriței (Culmea Șieului și prelungirea ei spre

nord), unde se dezvoltă în corelație cu flișul Munților Bârgău, și mai puțin cu alura tectonică a Munților Căliman.

Cutele prezintă deformări locale atât din cauza sămburilor de sare, formați pe linii de falii (Homorod, Mărtinești, Praid), cât și dislocărilor disjunctive, care au afectat depozitelor mio-pliocene (la sud de Odorheiu Secuiesc, în lungul văii Gurghiului, la Jabenita) (Geografia României, III, 1987). Pe alocuri straturile au fost redresate până la verticală, așa cum s-a întâmplat la Praid, când nucleul diapir a ajuns până la suprafață (fig. 6. 20). Spre Podișul Târnavelor, cutele din estul depresiunii diminuează, luând aspectul de brahianticlinale, (de exemplu la Teleac, Vărgata, Fântânele etc.) (Geografia României, III, 1987).

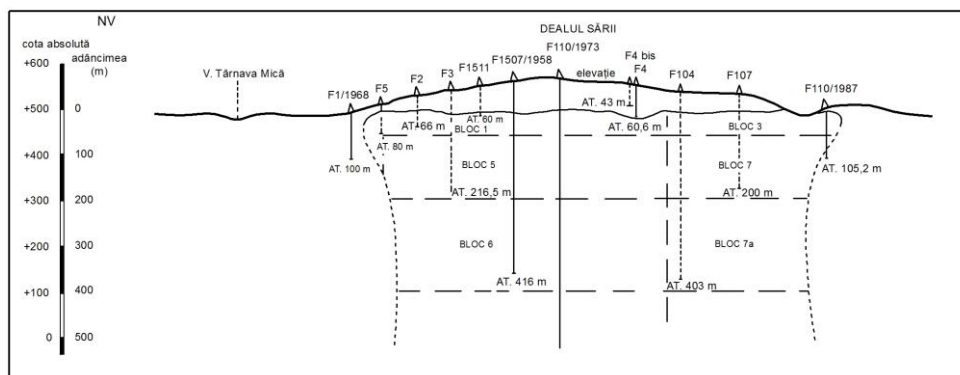


Fig. 6. 20. Profil transversal prin diapirul de la Praid
(Horvath, 1998, citat de Irimuş, 1998, p. 76)

Prezența cutelor diapire din, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, sub forma unei alternanțe de anticlinale și sinclinale, a determinat dezvoltarea unui relief structural aparte, caracterizat pe existența mai multor șiruri de depresiuni, dispuse în alternanță cu unități deluroase, cu aspect de culme sau chiar de masiv.

Se remarcă în acest sens un prin sir de depresiuni, cu caracter submontan: Hoghiz (pe Homoroad), Odorheiu Secuiesc (pe Târnavă Mare), Praid – Sovata (pe Târnavă Mică) și Vălenii de Mureș (pe Mureș). Aceste depresiuni sunt doar parțial concordante cu structura, datorită implicațiilor introduse de aglomeratele vulcanice, care depuse ulterior cutării straturilor, au avut grosimi inegale raportat la structură (mai groase în sinclinale și mai subțiri pe anticlinale), așa cum este în cazul Depresiunii Odorheiu Secuiesc. Comparativ cu aceasta Depresiunea Praid – Sovata este discordantă cu structura, fiind sculptată în bolta unui anticlinal străpuns diapir (Mac, 1972; Geografia României, III, 1987).

Spre Podișul Târnavelor, la estul depresiunilor menționate, se remarcă o serie de culmi înalte cum sunt: Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Firtuș (1.060 m), Măgura Rez (932 m), Dealul Pietriș (838 m), Cetatea Bădeni (854 m) etc.,

care nu reprezintă altceva decât resturi ale cutelor diapire, ramase în urma adaptării văilor la structură. Doar pe alocuri ele reprezintă bolți ale anticlinalelor (Cetatea Bădeni și Rez), fiind mai degrabă sinclinale sau flancuri de sinclinale suspendate (Piatra Șiclodului și Vârful Bicheș), motiv pentru care privite dinspre vest se au forma unor fronturi abrupte de cuestă, al căror parte superioară este menținută de resturile cuverturii de aglomerate vulcanice (Mac 1972; Geografia României, III, 1987).

În partea vestică a acestor culmi, la contactul cu Podișul Târnavelor au fost sculptat un alt șir de depresiuni: Rupea, Beia, Cristurul Secuiesc, Sângeorgiu de Pădure, Reghin etc., cei drept de anvergură mai redusă, pe măsură ce are loc trecerea de la cutoarele diapire la structuri de tip brahianticlinale și dom.

Disponerea orizontului de aglomerate vulcanice, peste depozitele cutate diapir, a complicat evoluția reliefului, în sensul că doar pe alocuri se poate vorbi de o concordanță directă între anticlinale și dealuri, respectiv sinclinale și văi sau depresiuni.

Prezența orizontului de aglomerate vulcanice a determinat ca inițial văile să se adapteze stilului tectonic al acestora și abia ulterior, după erodarea și îndepărtarea lor, să se facă simțită influența structurală a cutelor diapire, care a fost evidențiată îndeosebi de văile secundare (Mac, 1972).

În acest context, îndepărtarea aglomeratelor vulcanice a avut loc întâi de la partea superioară a anticlinalelor (unde se pare că erau mai subțiri), în detrimentul cărora au fost sculptate culoare de vale și depresiuni, în timp ce sinclinalele, unde grosimea aglomeratelor vulcanice era mai mare, au rămas suspendate, generând inversiuni de relief (Mac, 1972; Posea et al., 1974).

Dintre elementele de detaliu, ale reliefului structural din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, se remarcă: fronturile de cuestă, suprafețele structurale, abrupturile etc.

Fronturile de cuestă și abrupturile, din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, sunt rezultatul direct al inversiunilor de relief (Mac, 1972), provenite în urma erodării cutelor diapire, prin adaptarea rețelei hidrografice la structură.

Aliniamentul principal de fronturi de cuestă, format în urma erodării unui anticlinal diapir, începe din Valea Saschizului, se continuă în Valea Architei și a Târnavei Mari (la Betești și Porumbenii Mici), apoi în Dealurile Bezidului (subunitate a Dealurilor Praidului) și pe Valea Târnavei Mici (între Sângeorgiu de Pădure și Trei sate), după aceea pe Valea Nirajului (la Miercurea Nirajului) și afluentul său, pârâul Hodoșa, pentru a se extinde apoi pe cursurile văilor Beica, Teleac, Illoara, până în Culoarul Mureșului (Mac, 1972). Pe alocuri, unde boltirea anticlinalului atinge valori maxime, înălțimea frontului de cuestă este de 150 – 200 m și se prezintă etajat.

Fronturi de cuestă bine conturate, dispuse față în față, se remarcă și în Valea Homorodului, care a rezultat în urma erodării unui anticlinal. Cele de pe versantul

drept sunt mai proeminente și aranjate pe două niveluri (Mac, 1972): frontul de cuestă superior Gherghelău – Nădășcut (menținut pe conglomerate pannoniene și sarmațiene, expune un abrupt structural de circa 200 m) și frontul de cuestă inferior (menținut pe tufurilor badeniene a fost evidențiat de afluenții Homorodului Mare). În Valea Homorodului Mic, se remarcă frontul de cuestă de pe dreapta văii, între Merești și Crăciunel.

Alături de fronturile de cuestă majore, dispuse în lungul principalelor aliniamente de cute sunt și fronturi de cuestă secundare, care dau o notă aparte morfologiei locale. În funcție de forma de dispunere a frontului ele sunt: în arc, semicirculare, rectilinii și unghiulare (Mac, 1972).

Pe lângă fronturile de cuestă, determinate de cutoarele diapire, se remarcă și cele de la contactul cu Podișul Târnavelor, date de dispunerea monoclină a depozitelor pannoniene; ele au fost puse în evidență mai ales de eroziunea de obârșie a unor afluenți secundari, fixați pe contactul dintre pannonian și suprafața existentă anterior depunerii lui, pe care o îmbracă discordant (Posea et al., 1974).

Fonturile de cuestă sunt însoțite și în acest caz de suprafețe structurale, care de cele mai multe ori domină interfluviile majore, menținute de aglomerate vulcanice, conglomerate, gresii și nisipuri ușor cimentate (Posea et al., 1974). Se remarcă în acest sens platourile vulcanice Corund, Lueta și prelungirile lor din bazinul Homoroadelor, la care se adaugă partea superioară a măgurilor Rez, Firtuș, Șiclod și Bichiș, precum și podurile litologice de pe conglomeratele pannoniene din dealurile: Lict, Vârful Tare, Cetatea Bădeni, Bezidului, Sângeorgiului de Pădure și Teleacului, considerate suprafețe structurale primordiale (Mac, 1972). La acestea se alătură suprafețele structurale derivate (predominante în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt), menținute pe conglomerate, gresii și nisipuri slab cimentate. În categoria lor se remarcă dealurile: Saschizului, Beii, Pădurea Mare, Doi Gemeni, Gherghelău, Ticușului etc. (Mac, 1972).

Relieful structural din **Depresiunea Făgăraș**, aferent manifestărilor diapire, s-a format pe seama fasciculului de cute din partea sudică a Depresiunii Transilvaniei.

Sucesiunea de anticlinale și sinclinale, orientate nord-nord-vest – sud-sud-est, se poate urmări în cadrul Frontului de cuestă Nord-Făgărașan, acolo unde procesele diapire au generat cutarea slabă a monoclinului sud transilvan (Popescu, 1990). La nivelul acestuia se remarcă următoarele forme de relief specifice structurilor cutate (Popescu, 1990):

- văile de sinclinal Secării și Cincului, puțin evidențiate din punct de vedere geomorfologic datorită înclinării foarte slabe a flancurilor sinclinale și impunerii cu precădere a reliefului structural monoclinal;

- văile de anticlinal Dosului și Noului, dezvoltate pe anticlinalele Vurpăr – Glimboaca – Sărata și Ilimbav – Noul Român – Arpaș; se remarcă prin cusețe față

în față cu înălțimi relative de 50 – 75 m, mai evidente la secționarea Frontului de cuestă Nord-Făgărașan, în dreptul localităților Glâmboaca și Nou Român;

- văile de flanc, dezvoltate pe flancurile anticlinalelor sau sinclinalelor; au caracter de văi subsecvente: Valea Hotarului – frontul de cuestă pe versantul vestic; văile Strâmturi, Merilor, Nucilor și Fermelor – fronturi de cuestă pe versanții estici; văile Întrepăraie și Răzoare situate la nord de Rucăr – fronturi de cuestă pe versanții vestici;

- culmile și vârfurile de anticlinal: Dealul Tabăra – Dealul Coastei, conformă anticlinalului Săcădate – Avrig – Blidării; Dealul Curmătura – anticlinalul Ilimbav – Nou Român și vârful Malului – anticlinalul Rucărului;

- culmile de sinclinal: Dealul Pietrii – Dealul Olemor – corespunzător sinclinalului Vârful Pietrii – Dealul Mesteacănului, situat la est de Bradu și Dealul Chicera – sinclinalul Sășaș – Arpașu de Jos; versanții estici și vestici ai acestora au aspect de front cuestă;

Din cele notate mai sus se poate deduce că văile obsecvente, față de structura majoră a monoclinului sud transilvan, pot să devină văi de sinclinal, de anticlinal sau de flanc față de structura secundară cutată (Popescu, 1990).

Cutele diapire, din fasciculul vestic a Depresiunii Transilvaniei, au generat forme de relief structural și în **Podișul Măhăceni**. Se remarcă în acest sens prezența anticlinalelor Ocna Mureș – Turda și Călărași, situate la est de Valea Unirea (Onac, 2010). Primul dintre ele se suprapune interfluviului dintre Valea Unirii și Valea Groapa Feldioara, iar al doilea Dealului Călărași, cu rol de interfluviu între Valea Groapa Feldioara și Valea Grindu.

6.1.5. Relieful altor structuri

Alături de structurile care dau un relief specific pe suprafețe extinse, în Depresiunea Transilvaniei, mai există și altele, care local se impun printr-un relief aparte. În categoria lor se includ: structurile orizontale, structurile magmato-vulcanice și structurile vulcanilor noroiși.

A. Relieful structurilor orizontale

Prezența structurilor orizontale sau tabulare, în Depresiunea Transilvaniei, se leagă de existența unor straturi geologice dispuse orizontal; declivitatea lor se menține sub 1°, de unde și atributul de straturi acoline.

În depresiune cu toate că există structuri tabulare, prin faptul că ocupă suprafețe reduse, relieful condiționat de ele nu se impune sub aspect morfologic, pentru a da o notă de specificitate, cu excepția unor subunități din Podișul Someșan (Dealurile Clujului și Dejului).

Referitor la situația din Podișul Someșan, chiar dacă se consideră că depozitele paleogene au fost depuse inițial sub forma unor structuri tabulare, în urma mișcărilor tectonice au ajuns să încline cu $5 - 10^\circ$, către centrul depresiunii (Ilie, 1958).

Formarea unui relief expresiv pe aceste structuri este mult influențată de existența unei alternanțe de straturi cu durități și grosimi diferite. Evidențierea unui astfel de relief în depresiune a avut loc inițial prin adaptarea văilor la structură, pentru ca apoi să se continue prin intermediul proceselor de versant.

Dintre formele de relief, care pot rezulta în urma modelării structurilor orizontale (suprafețele structurale, văi, terasele structurale, brânele, polițele, martorii structurali, abrupturile, cornișele etc.), în Depresiunea Transilvaniei se remarcă doar prezența unei morfologii de detaliu de tipul: teraselor structurale, polițelor structurale, brâne structurale și cornișelor. Astfel de forme de relief sunt specifice versanților din văile: Borșei, Lunei și Lujerdiului, unde sunt menținute de gresii și tufuri, considerate orizontale.

B. Relieful structurilor magmato-vulcanice

În Depresiunea Transilvaniei, o categorie aparte de structuri, o formează cele magmato-vulcanice. La zi ele apar la Ciceu și Rupea. Prezența lor se leagă mișcărilor tectonice, care au afectat fundamentul și cuvertura sedimentară, de-a lungul unor fracturi majore sau de ordinul I (G_8, G_9, G_{10} etc.) (Gavăț et al., 1969).

Caracteristicile geochimice ale vulcanitelor din **Măgura Ciceului** (riolite calco-alkaline) atestă proveniența dintr-un material de origine profundă, topit la nivelul inferior al crustei și expulzat printr-un proces freatomagmatic intraplacă de tip plinian (Mârza și Mirea, 1991). Forma alungită a masivului de la Ciceu, flancată de abrupturi, ce depășesc cu 200 – 250 m altitudine celelalte culmi, formate pe depozite sedimentare badeniene, sugerează o dezvoltare lineară intraplacă a vulcanismului (Mac și Hosu, 2002). Magmae au pătruns neuniform de-a lungul acestei deschideri, generând măguri vulcanice cu altitudini de peste 700 m (Vârful Pietrii 724 m, Măgura 753, Spânzu 733 m, Colțul Pietrelor 705 m etc.), orientate nord-vest – sud-est. Toate aceste vârfuri contrastează cu relieful înconjurător format pe depozite sedimentare, dar fără să prezinte o morfologie vulcanică tipică, cu excepția Vârfului Spânzu, care aspectul unui neck înconjurat de abrupturi (Savu, 1963).

Eruptivul de la **Rupea**, caracterizat de o petrografie variată (andezite, bazalte etc.) reprezintă prelungirea vestică a complexului vulcanogen Racoș – Hoghiz – Veneția. El nu se impune în relief printr-o morfologie specifică, din cauza acoperirii în mare parte de depozite badeniene.

Alături de relieful măgurilor vulcanice izolate, de tipul celor menționate anterior, erupțiile vulcanice din Carpații Orientali au determinat formarea unor

platouri vulcanice, alcătuite din aglomerate vulcanice, în partea estică a depresiunii. Cu toate că inițial acestea se estindeau pe lungimi de ordinul kilometrilor, spre interiorul depresiunii, din ele se mai păstrează doar resturi în Dealurile Bistriței (Piatra lui Iacob, 948 m) și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Vârful Bichiș, 1.080 m; Vârful Șiclod, 1.028 m; Vârful Firtuș, 1.060 m etc.). Datorită durității rocilor, din componența lor (fragmente de andezit cu amfibol și piroxen, prinse într-un ciment piroclastic grosier sau fin cineritic) (Ciupagea et al., 1970), marginile acestora au aspectul unor fronturi de cuestă, prin intermediul cărora domină teritoriile înconjurătoare, formate din depozite sedimentare specifice Depresiunii Transilvaniei.

C. Relieful vulcanilor noroiși

Prezența vulcanilor noroiși în Depresiunea Transilvaniei este favorizată de existența unor fracturi, în lungul cărora au loc emanații de gaze ce antrenează spre suprafață ape de zăcământ și noroi.

Așa cum am precizat și când am discutat de procesele asociate vulcanilor noroiși, aceștia se găsesc în următoarele locații: Măhăceni, Dumbrava, Aiud, Beța, Sâncel, Lupu, Cenade, Soroștin, Hașag, Loamneș, Ghijasa de Sus, Gușterița, Sărmășel, Reghin, Morăreni, Mihăileni, Cobătești, Mărtiniș, Târnovița, Forțeni, Sâmbătești, Pogăceaua, Șincai, Reghin, Sânger, Corund, Homorod, Făgăraș, Avrig, Saschiz, Țelina Apold, Șaeș etc. (Ciupagea et al., 1970; Mac, 1972; Irimuș, 1998).

Din urmărirea acestor locații rezultă că ei se înșiră pe linia anticlinalelor diapire sau pe bolțile domurilor centrale (Ilie, 1958).

Dintre formele de relief care rezultă în urma manifestării vulcanilor noroiși se remarcă conurile. Ele de obicei au înălțimi de 1 – 2 m, în unele cazuri chiar mai mult și prezintă la partea superioară un crater umplut cu noroi, prin intermediul căruia gazele migrează spre suprafață.

În formarea vulcanilor noroiși au fost deosebite trei faze: incipientă (când depunerea noroiului poate fi radială sau bombat excentrică, în funcție de configurația terenului), al formării propriu-zise (când conul se consolidează, iar craterul se lărgeste) a stingerii și colmatării, care începe o dată cu dispariția gazelor (Mac, 1972).

Alături de conuri sunt prezente și forme depresionare, a căror suprafață variază de la câțiva m² până la peste 50 – 60 m²; în cadrul lor gazele provenite din interior bolborosesc în apa care stagnează; se remarcă în acest sens cele de la Sâncel și Soroștin.

Concluzie. La finalul acestui capitol, dedicat reliefului structural, se poate conchide că trăsăturile de ansamblu ale reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, sunt rezultatul adaptării văilor la structurile monoclinale, boltite, cutate și diapire. Dintre

acestea structurile monoclinale și cutate normal predomină în Podișul Someșan, în timp ce structurile diapire (cute, domuri și brahianticlinale) sunt caracteristice în Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Dealurile Bistriței și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt. Celelalte tipuri de structuri (orizontale, magmato-vulcanice etc.), deoarece ocupă suprafețe reduse, dau nota de specificitate morfologiei doar la nivel local.

6.2. RELIEFUL PETROGRAFIC

Interacțiunea care are loc între agenții externi și roci determină formarea unor tipuri de relief, a căror caracteristici sunt influențate de rocă și de constituția ei.

Rezultatul acestei interacțiuni a cauzat dezvoltarea unor forme de relief, cu un specific aparte, care se evidențiază ușor în peisajul geomorfologic. Aceasta este numit petrografic sau litologic, iar în categoria lui intră totalitatea formelor de relief, a căror geneză, evoluție și aspect sunt determinante preponderent de tipul și proprietățile rocilor.

Relieful petrografic va fi cu atât mai evident, cu cât suprafața ocupată de roca, pe baza cărei s-a format, este mai extinsă și cu cât proprietățile ei, de reflectare în morfologie, sunt mai pronunțate (Posea et al., 1974).

Cu toate că pe întreaga suprafață a depresiunii, fie la zi, fie sub orizontul de sol, există roci foarte diverse, doar pe alocuri relieful este în totalitate unul petrografic, în adevăratul sens al cuvântului. În rest, natura petrografică a substratului este mai puțin implicată direct în morfologie, prioritate având relieful structural și cel format în urma dinamicii proceselor geomorfologice actuale, care la rândul lor sunt influențate și de tipul și modul de dispunere a rocilor.

În aceste condiții între relieful structural și cel petrografic există o legătură directă. De exemplu, în cazul rocilor sedimentare neconsolidate, dar depuse sub forma de structuri (monoclinale, cutate etc.), relieful structural este evidențiat, alături de modelarea fluvială, de cele mai multe ori de alternanța unor roci cu duritate și compoziție diferită. Un bun exemplu, în acest sens, îl reprezintă Culoarul Someșului, sectorul Dej și Jibou, care la partea inferioară prezintă o morfologie de detaliu influențată atât de structură (defileul de la Rus este rezultatul intersectării anticlinalului Rus –Dăbâceni – Frâncenii de Piatră – Baba), cât și de petrografie (în sectoarele înguste - Răstoci–Cormeniș și Surduc–Var - este adâncit în calcare și gresii).

În urma unei analize a tipurilor de roci, aferente formațiunilor care apar pe harta Geologică a României (scara 1:200.000), făcute cu ajutorul unui soft GIS, din cei 24.651 km², cât are depresiunea, 19.840 km² (80,4%) sunt ocupați de roci friabile și solubile de tipul: aluviunilor (24 km²), argilelor (5.840 km²), calcarelor (423 km²), depozitelor deluviale, coluviale, proluviale și loessoide (2.387 km²),

sării (15 km²), marnelor (2.989 km²), nisipurilor (1.160 km²) și pietrișurilor (7.003 km²). Restul suprafeței (4.811 km², adică 19,6%) revenind: amfibolitelor, andezitelor, bauxitelor, bazaltelor, conglomeratelor, dacitelor, dioritelor, flișurilor, formațiunilor vulcanogen-sedimentare, granitelor, granodioritelor, micașisturilor, șisturilor, tufurilor etc.

Această distribuție nu face decât să evidențieze petrografia foarte variată a depozitelor și susceptibilitatea lor la procesele geomorfologice. Prin derularea acestora s-a ajuns ca pe anumite tipuri de roci să se formeze un relief petrografic, care pe alocuri dă nota de specificitate a morfologiei.

Dintre tipurile de relief petrografic se remarcă următoarele: relieful format pe argile și marne, relieful format pe gresii și conglomerate, relieful carstic (format pe calcare și sare) și relieful format pe tufuri. La acestea pot fi adăugate și alte tipuri de roci, cum ar fi aglomeratele vulcanice, pietrișurile, nisipurile etc., care participă indirect la morfologia Depresiunii Transilvaniei.

6.2.1. Relieful format pe argile și marne

Argilele și marnele, fiind roci detritice necimentate, cu diametrul particulelor de sub 0,01 mm, au în componență o serie de minerale (montmorilonit, beidelit, illit, caolin, haloizit etc.), rezultate din alterarea rocilor preexistente. La acestea se adaugă limonit, clorit, cuarț, muscovit, silice coloidală, carbonați și substanțe organice. Toate acestea, alături de modul de formare, determină ca ele să fie friabile (caracterizate de legături fizice și chimice instabile, cu un grad de absorbție crescut), impermeabile și să aibă coerența indecisă. Prin îmbibarea cu apă rocile argiloase cresc în volum, își modifică forma de zăcământ prin gonflare, fapt care le determină să devină plastice. Efectul invers, și anume pierderea rapidă a apei determină reducerea volumului, care este însoțit de contracții și fisurarea rocii, ceea ce o face foarte susceptibilă la antrenare de către agenții, care stau la baza proceselor geomorfologice.

Pornind de la proprietățile rocilor argiloase și marnoase, agenții externi, care acționează asupra lor, determină o morfologie distinctă a substratului, îndeosebi la nivel de detaliu. Se ajunge ca în condițiile unui exces de umiditate acesta să fie modelat de șiroire, ravenare, solifluxiune, curgeri noroioase, alunecări de teren etc., pe când în condiții aride și semiaride să aibă loc o fragmentare sub formă de poligoane, rezultând relieful de takâre (termen folosit în stepa est-europeană) sau de coșcove (termen folosit în România).

Principalele **forme de relief** care se dezvoltă pe argilele și marnele din Depresiunea Transilvaniei sunt:

- **ogașele și ravenele** se formează îndeosebi pe versanții despăduriți și utilizați agricol (pășunat și cultura plantelor prășitoare), în condițiile unor ploi cu caracter

torențial, ce se înregistrează în sezoanele de tranziție (când substratul nu este acoperit de un înveliș vegetal consistent), precum și în cel estival;

- **curgerile noroioase** sunt rezultatul înmuierii excesive a argilelor, care încep să se deplaseze gravitațional, pe suprafețe cu valori mari ale înclinării, sub forma unor alunecări de tip curgere;

- **alunecările de teren** reprezintă procesul și forma de relief cea mai des întâlnită pe terenurile argiloase și marnoase din depresiune. Ele sunt rezultatul îmbibării orizonturilor superioare ale pachetului de roci, care în urma gonflării își modifică volumul, sunt săltate în profilul versantului și apoi alunecă gravitațional;

Toate aceste forme de relief se întâlnesc în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, atunci când sunt îndeplinite condițiile genezei lor, fiind totuși mai evidente în: Câmpia Transilvaniei, Podișul Someșan, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Apold, Podișul Măhăceni, Masivul Feleacului, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

Dintre unitățile morfostructurale unde relieful petrografic, condiționat de argile și marne, este cel mai bine evidențiat, se distinge **Câmpia Transilvaniei**. Acest lucru este favorizat și de valoarea redusă a exprimării structurii în morfologie, care să dea un relief proeminent, pe suprafețe extinse. În această situație, cea care se impune, dictând tipologia proceselor geomorfologice și caracteristicile reliefului, este petrografia. În cadrul ei, alături de argile și marne, sunt prezente și alte tipuri de roci (șisturi marnoase, nisipuri, gresii, conglomerate, orizonturi de tufuri etc.), dispuse alternativ. Tocmai această alternanță de roci, cu rezistențe diferite la eroziune, determină ca stabilitatea terenurilor să fie mult afectată (Geografia României, III, 1987), dovadă stând numeroasele alunecări de teren (4.109 au fost vectorizate de pe imagini satelitare) (Roșian et al., 2016), la care se adaugă ravene și suprafețe însemnate afectate de denudare peliculară (produsă de cele mai multe ori chiar pe râpele de desprindere a alunecărilor). Pe o astfel de petrografie alunecările de teren sunt foarte variate ca formă, începând de la cele superficiale în brazde și până la cele masive de tip glimee.

Prezența în această unitate morfostructurală a interfluviilor cu altitudini de sub 500 m, separate de văi largi, sugerează un stadiu înaintat de evoluție, la care a contribuit cu siguranță și petrografia.

Influențele petrografiei se resimt și la sud de unitatea menționată anterior, și anume în **Dealurile Târnavei Mici**. Predominarea marnelor este caracteristică pentru partea de nord-est (Dealurile Jacodului). Rețeaua hidrografică este rară și semipermanentă, datorită absenței unui strat acvifer, din care să se alimenteze, iar interfluviile sunt înguste, din cauza retragerii versanților sub acțiunea proceselor specifice, din care se remarcă cele de deraziune (Josan, 1979), produse în condiții periglaciare. La acestea se adaugă în prezent spălarea în suprafață și alunecările de

teren. Văile din Dealurile Jacodului, fiind dezvoltate pe marne au fundul plat, o albie majoră largă, cu areale mlăștinoase, datorită și pantei longitudinale care are valori reduse. Comparativ cu relieful subunităților situate la vest (Dealurile Dumbrăvenilor), mai variat și mai accidentat, menținut pe nisipuri slab cimentate, relieful format pe marne are un aspect șters, mai evoluat, cu valori ale fragmentării și ale declivității mai reduse. De exemplu, versanții Văii Vețca (din Dealurile Jacodului) au valori medii ale pantelor cuprinse între 7 și 12°, comparativ cu versanții din Valea Romană (din Dealurile Dumbrăvenilor), care au valori medii ale pantei cuprinse între 17 și 22°. O situație similară se înregistrează și în partea vestică a Dealurilor Târnavei Mici (Dealurile Lopadei), teritoriu în care rocile predominante sunt tot marnele. Acestea datorită friabilității lor au favorizat dezvoltarea rapidă a văilor, prin eroziune fluvială, iar prin plasticitatea și impermeabilitatea (Josan, 1979), de care dau dovadă, au contribuit la retragerea versanților, prin intermediul alunecărilor de teren și al proceselor de spălare în suprafață.



Fig. 6. 21. Relief petrografic la Râpa Roșie

Un interesant relief petrografic este cel de la **Râpa Roșie**, din partea sud-vestică a Podișului Secașelor. În urma proceselor de eroziune (pluviodenudare, denudare peliculară și scurgerea apei pe versant), care au afectat nisipurile, gresiile, pietrișurile și argilele roșii, a rezultat un microrelief alcătuit din șanțuri de șiroire, rigole, ogașe, ravene, piramide de pământ, creste de intersecție, turnuri, ace, pereți surplombați etc. (fig. 6. 21). Eroziunea regresivă a rigolelor și ravenelor determină

detașarea de fragmente de material din cuprinsul râpei (Trufaș, 1962), care în lipsa unei baze suficient consolidate se surpă. Materialul desprins este și el modelat în aceeași manieră, doar că formele rezultate sunt mai estompate și trec cu timpul într-un deluviu fix, sub formă de tăpșan cu suprafața vălurită (Trufaș, 1962).

În ansamblu, relieful din depresiune, format pe roci argiloase și marnoase, este caracterizat de văi largi, cu versanți lini și profil concav, despărțite de interfluvii convexe, care au altitudini relative scăzute față de teritoriile înconjurătoare. Majoritatea proceselor geomorfologice prezentate au loc pe suprafața versanților. Rețeaua hidrografică, chiar dacă este densă, are un regim de scurgere temporar, îndeosebi la nivelul râurilor de ordin 1 și 2 (în sistemul Horton-Strahler). O astfel de situație se înregistrează în Câmpia Transilvaniei. În perioadele cu exces de umiditate, în luncile râurilor apa poate stagna, accentuând fenomenul de băltire, la care pot contribui și alunecările de teren, ce ajung de pe versanți în albia râurilor barând cursurile acestora (Mac, 1980b).

Cu toate că marnele sunt asemănătoare cu argilele, fiind și ele roci moi cu aspect pământos (sfărâmcioase sau compacte), uneori pot fi stratificate, fapt ce introduce diferențieri în aspectul reliefului de ansamblu. În aceste condiții, chiar dacă procesele geomorfologice, care se manifestă, sunt aceleași, deosebirea constă în valorile superioare ale energiei de relief. Acestea sunt datorate menținerii unor altitudini relative mai mari între culmile interfluviale și culoarele de vale. Datorită rezistenței superioare a marnelor, și a intercalațiilor prezente (gresii și conglomerate), profilul versanților este mai accidentat și cu valori mai mari ale înclinării. O astfel de morfologie caracterizează versanții din: Dealurile Clujului și Dejului, Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârțibaciului etc.

6.2.2. Relieful format pe gresii și conglomerate

Gresiile sunt roci psamitice care provin din cimentarea nisipurilor, în timp ce conglomeratele, roci psefitice, se formează în urma cimentării pietrișurilor. Cu toate că acestea sunt roci dure, procesele de meteorizație determină, în cazul nisipurilor, dezagregarea și dizolvarea cimentului, de către apele de infiltrație, până la stadiul de nisipuri eluviale. La fel se întâmplă și în cazul conglomeratelor, când se ajunge la formarea cuverturilor de pietrișuri de natură eluvială.

Comparativ cu relieful format pe argile și marne, cel rezultat în urma modelării gresiilor și conglomeratelor, prezintă o morfologie mult mai spectaculoasă, din cauză că sunt roci cimentate. Nici în acest caz morfologia rezultată nu este uniformă deoarece gradul de cimentare, variațiile granulometrice și prezența fisurilor introduc discontinuități, în câmpul de lucru al agenților și proceselor geomorfologice.

Gresiile se găsesc într-o gamă destul de largă, de la varietatea argiloasă fină, până la gresia conglomeratică. Tocmai de aceea relieful format pe gresii și conglomerate are multe puncte comune și poate fi analizat împreună.

În depresiune, la formarea unui relief tipic pe gresii și conglomerate, participă o serie de procese geomorfologice: pluviodenudarea, denudarea peliculară, scurgerea apei pe versant, alunecările de teren, procesele de albie etc.

Cu toate că în Depresiunea Transilvaniei sunt relativ puține cazurile, și pe suprafețe nu foarte extinse, în care gresiile și conglomeratele se individualizează ca entități petrografice (în mod obișnuit ele fiind dispuse în alternanță cu alte roci), se pot deosebi câteva locații cu forme de relief caracteristice.

Forme de relief tipic dezvoltat pe **gresii**, dar și pe nisipuri slab cimentate, se întâlnește îndeosebi în Podișul Someșan, Podișul Târnavelor și Masivul Feleacului.

De exemplu, pe versantul drept al Văii Agriului, la Romita, prezența orizonturilor de gresii se remarcă în profilul versanților prin abrupturi de 5 – 6 m înălțime. O altă formă de relief menținută pe gresii este cea de la Hida, de pe versantul stâng al Almașului, cunoscută sub denumirea de Piatra Dracului.

Tot pe partea stângă a Văii Almașului, dar de data acesta mai în aval, la Gâlgăul Almașului, gresiile și microconglomeratele au generat un relief spectaculos la Grădina Zmeilor. Ea este localizată la baza Dealului Închieturii sau Dumbrava, al cărui versant dinspre Valea Almașului este afectat de o serie de procese geomorfologice (dezagregare, alterare, pluviodenudare, denudare peliculară, rostogoliri, surpări, căderi libere etc.), în urma cărora au rezultat forme de relief reziduale de tipul turnurilor, coloanelor prismatice, blocuri oscilante, babelor, acelor, abrupturilor etc. (fig. 6. 22).

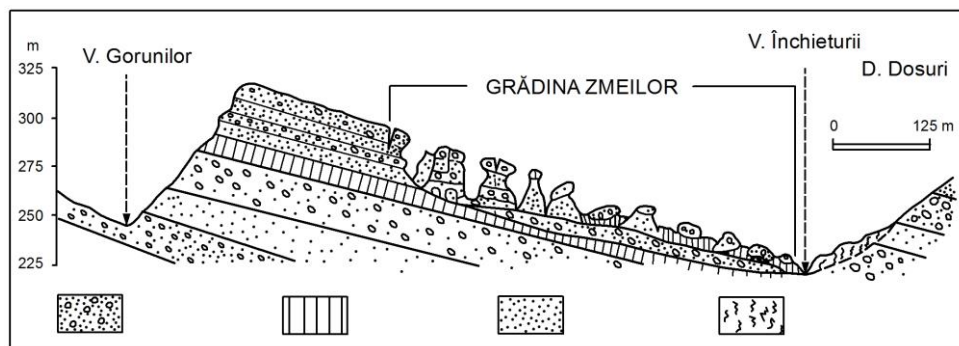


Fig. 6. 22. Profil transversal prin Dealul și Valea Închieturii (Petcu, 1985, p. 49)

La formarea acestora un rol important l-a avut fisurarea și diaclazarea, care au asigurat pătrunderea apei de ploaie, în depozitele alcătuite din gresii. Grădina Zmeilor este drenată de un afluent de stânga al Almașului, denumit Valea Închieturii, înscris pe falia ce traversează Valea Almașului, la Gâlgăul Almașului (Petcu, 1985).

Gradul de fisurare și dispunerea sub forma unei rețele rectangulare a acestora, a favorizat geneza unui relief rezidual, de tipul celui menționat, pe gresii și microconglomerate. Cele mai mari dimensiuni o au formele din vecinătatea abruptului din care s-au desprins (versantul stâng al Văii Închieturii sau Dosuri), ele ajungând până la înălțimi relative de 10 m (Petcu, 1985) (fig. 6. 23). Conform autorului citat, datorită aspectelor antropomorfe unele coloane au primit, de la localnici, diverse denumiri: Zmeul, Zmeoaica, Eva, Dorobanțul, Moșul etc.



Fig. 6. 23. Relief rezidual de tipul turnurilor și coloanelor la Gradina Zmeilor

Se remarcă în acest sens și relieful format pe gresiile Formațiunii de Cetățuia, de pe interfluviul dintre Someșul Mic și Nadăș, caracterizat de prezența alveolelor, surplombelor și chiar a unor grote de mici dimensiuni.

Prezența gresiilor slab cimentate și chiar a nisipurilor își face simțită prezența și în Dealurile Dumbrăvenilor (subunitate a Dealurilor Târnavei Mici) și Dealurile Mediașului (subunitate a Podișului Hârtibaciului), unde văile au versanți abrupti, menținuți tocmai de aceste orizonturi. Pe versanții alcătuiți din astfel de formațiuni se manifestă denudarea peliculară și scurgerea torențială a apei. În urma acestor procese se formează rigole, ravene și torenți, care determină fragmentarea versanților. În situația unor nisipuri slab cimentate malurile

ravenelor sunt instabile, procesul de eroziune liniară asociindu-se cu surpări și eroziune laterală (Posea et al., 1974).

Prezența gresiilor a impus și îngustarea unor sectoare de vale, așa cum este cel al Târnavei Mari la Sighișoara, unde prin adâncirea epigenetică a râului în gresiile panonice, culoarul de vale devine îngust, primind aspect de defileu, comparativ cu morfologia din amonte și aval.

O situație aparte se întâlnește în **Masivul Feleacului**, unde în urma eroziunii nisipurilor sarmațiene, slab cimentate, are loc scoaterea în evidență a trovanților.

Relieful format pe **conglomerate** este caracteristic îndeosebi pentru **Podișul Someșan**, acolo unde Formațiunea de Hida a impus un relief mai proeminent. Astfel văile sculptate în aceste formațiuni sunt înguste, cu versanți abrupti, pe alocuri căpătând aspect de chei; uneori apare un relief rezidual ruinform, caracterizat de prezența coloanelor și a vârfurilor piramidale (Geografia României, I, 1983).

Conglomeratele de Hida au contribuit și la configurația reliefului din Culmea Breaza, ele alimentând, prin intermediul proceselor gravitaționale, trenule extinse de glacis, de pe ambele laturi ale culmii (Geografia României, III, 1987), față de care aceasta prezintă aspect de masiv.

Prezența conglomeratelor își face simțită prezența și în **Culoarul Someșul**, unde determină existența unor sectoare de îngustare, între care se remarcă cel dintre Perii Vadului și Răstoci (în acest caz alături de conglomerate suportul petrografic este constituit și din gresii) (Hosu, 2009).

Conglomeratele sunt prezente și în **Dealurile Bistriței**, unde în partea vestică (Culmea Șieului) și în cea nordică (Dealurile Cetății), determină local morfologia unor culmi interfluviale.

În Culmea Șieului, care structural este un anticlinal diapir, altitudinile de peste 700 m (Dealul Bura, 744 m) sunt posibile și datorită prezenței conglomeratelor. Este vorba de Conglomeratul de Jăbenița, de vârstă badeniană, ce se caracterizează printr-o rezistență superioară la eroziune, comparativ cu rocile înconjurătoare (sare, argile, marne, tufuri etc.). În componența Conglomeratului de Jăbenița, care este bine cimentat și dezvoltat pe grosimi apreciabile, intră roci diverse: șisturi cristaline, cuarțite albe și negre, gnaise, granit, calcare mezozoice cenușii și roșii, calcare eocene, cu numuliți, și oligocene (Gârbacea, 2015). Aceste conglomerate se extind și la sud de Mureș, în Dealurile Gurghiului, unde au grosimi de câteva sute de metri (900 m după Ciocârdel, 1952, citat de Gârbacea, 2015).

În Dealurile Cetății, conglomeratele intră în componența sinclinalelor suspendate, pe care le mențin în relief la altitudini de 682, cum este în cazul Dealului Cetății, situat la nord de Bistrița. Conglomeratele sunt formate din elemente grosiere ce cuprind gresii cuarțitice, care fiind cimentate cu un liant silicios le mărește și mai mult rezistența (Gârbacea, 2015).

În Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, prezența conglomeratelor, de vârstă sarmațiană, a imprimat trăsăturile locale ale unor măguri și dealuri, menținându-le la altitudini de peste 700 m: Măgura Rez (932 m), Dealul Gherghelău (785 m), Dealul Nădășcut (738 m), Dealul Cetatea Bădeni (854 m), Dealul Vârful Tare (777 m), Dealul Pietriș (838 m) (Mac, 1972). Toate acestea au la partea superioară conglomerate și microconglomerate, uneori în alternanță cu greșii, fapt care le-a făcut rezistente la eroziune.

În Dealurile Gurghiului, Conglomeratele de Jabenita se întâlnesc în Culmea Sânioara, menținând altitudinal interfluviul dintre Valea Gurghiu și Valea Deleni la peste 700 m (754 m în Vârful Sinioara și 702 m în Dealul Viilor). Stereotipul conglomeratului menționat a fost identificat pe teritoriul acestei culmi de către Nagy (1956, citat de Gârbacea, 2015), denumindu-l după localitatea de la sud culme.

Conglomeratele au impus un relief specific și în extremitatea vestică a **Depresiunii Făgăraș**. Este vorba de Dealurile Măgura (564 m) și Cârlog (552 m) situate pe partea dreaptă a Văii Oltului. Compactitatea și rezistența mare la eroziune a conglomeratelor au determinat menținerea unor versanți abrupti, ai căror declivitate se menține între 30 și 50° (Popescu, 1990). În aceeași parte a depresiunii, înainte de confluența cu Oltul, râul Cibin s-a adâncit epigenetic și antecedent în stiva de conglomerate badeniene, formând un defileu cu lungimea de aproximativ 500 m între Dealurile Măgura – La Ruine sau La Cetate și Cârlog (Popescu, 1990). După autorul citat, cele două măguri de pe dreapta Cibinului (Măgura, 564 m și La Ruine sau La Cetate, 517 m) alcătuite din conglomerate badeniene au un evident caracter petrografic.

Se poate concluziona că, relieful de ansamblu al unităților morfostructurale, care au în substrat gresii și conglomerate, este caracterizat de prezența văilor adânci, cu versanți fragmentați, ai căror declivitate depășește 15°-20°. Între văi sunt prezente atât culmi interfluviale rotunjite, cât și creste de intersecție, prevăzute cu înșeuări și martori de eroziune.

6.2.3. Relieful carstic

În Depresiunea Transilvaniei relieful format pe roci rezultate în urma proceselor de precipitare chimică, se leagă de prezența diverselor orizonturi și pachete de calcare, la care se adaugă existența sării.

În urma dizolvării acestor roci, de către apa încărcată cu diverse elemente chimice (CO₂, acizi etc.), se formează relieful carstic. El este prezent pe suprafețe reduse în Podișul Someșan, Depresiunea Lăpuș, Masivul Feleacului, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc., acolo unde există calcare, și pe marginea cuvetei transilvane, unde sarea apare la zi, în cadrul cutelor diapire.

A. Relieful carstic pe calcare

Apariția la zi a calcarelor a determinat formarea a unui relief carstic, care în **Podișul Someșan** este puțin evoluat și fără forme prea diferențiate, datorită grosimii relativ reduse, a orizonturilor respective: 6 – 12 m la Cluj-Napoca și aproximativ 100 m în Cheile Babei (Savu, 1963). Dintre subunitățile podișului în care este prezent relieful carstic se remarcă: Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Clujului și Dejului.

În **Podișul Purcăreț – Boiu Mare** compartimentarea orizontului de calcare priaboniene de Cozla a fost realizată de către rețeaua hidrografică, ce se drenează spre Someș și Lăpuș, cea care a determinat formarea unor culoare de vale, separate de culmi interfluviale cu aspect de suprafață structurală, din cauza dispunerii monoclinale a depozitelor. Concomitent cu organizarea râurilor, alături de procesele exocarstice, pe măsură ce apa a reușit să pătrundă de-a lungul fisurilor și diaclazelor, în interiorul depozitelor, au avut loc și procese endocarstice.

Dovada cea mai concludentă în acest sens o constituie șirurile de doline, ce jalonează cursuri de apă subterane (Savu, 1963). Alături de doline la suprafață sunt prezente lapiezurile, iar la interior, ca forme de relief endocarstice se remarcă prezența peșterilor.

Lapiezurile sunt predominante în sectorul Cozla-Vălișoara, unde sunt formate de obicei sub orizonturile de sol, motiv pentru care sunt din categoria celor semilibere. Ele au lățimi medii de 2 – 10 cm și lungimi ale căror valoare variază între 20 și 50 cm (Hosu, 2009). Conform sursei citate, câmpuri mici de lapiezuri radiculare, rotunjite, există pe malurile Tăului Lioriș, situat între înșeuarea dintre Piatra Cozlei și Coasta Grindului. Alături de aceste locații lapiezuri mai sunt și pe martorii de eroziune menținuți pe calcarele din nordul Podișului Purcăreț-Boiu Mare: Dealul Poienița (512 m), Dealul Piatra Cozlei (584 m), Dealul Cozlei (543 m), Prisnel (651 m), Dealul Purcărețului (538 m), Dealul Margina (570 m), Dealul Purecoaia (565 m), Dealul Giorgiului (546 m), Vârful Podului (540 m) și Dealul Sălniței (460 m). Lipsa dolinelor, în multe din aceste locații, este pusă pe seama îngustimii crestei nordice a podișului, precum și existența unor suprafețe prea înclinate pentru ca apa provenită din precipitații să staționeze și să se infiltreze de-a lungul unor aliniamente (Savu, 1963). În aceste condiții, pe suprafețele calcaroase lipsite de un înveliș vegetal sau pedologic protector, predomină însă scurgerea superficială a apei, aspect care contribuie la formarea lapiezurilor, care sunt destul de răspândite (Savu, 1963).

Doline sunt însă bine reprezentate pe platoul dintre Cozla și Vălișoara, denumit de localnici Mestecănel, unde prin asociere formează un câmp de doline (Hosu, 2009). Ele sunt prevăzute la partea inferioară cu un ponor sau sorb, prin intermediul cărora apa se drenează în interior. De asemenea, sunt ordonate spațial, în funcție de direcția de drenaj a apelor subterane. Unele doline cantonează lacuri

carstice temporare (Tăul Albii, Tăul Leordișului etc.), aflate în diverse stadii de colmatare, ca rezultat a extinderii vegetației și aportului de argilă (Hosu, 2009), de pe suprafețele înconjurătoare.

Alături de această locație, numeroase doline se întâlnesc pe Dealul Purcărețului (la est de localitatea cu același nume), pe Dealul Runcului (la est de localitatea Mesteacăș), pe Dealul Purecoaia și Dealul Giorgiului (de la sud de satul Prislop), pe Dealul Prihodului (de la nord de Boiu Mare), pe platoul Bucinului (dintre localitățile Frâncenii Boiului și Românești) și pe platoul Vârful Podului (de la vest de Sălnița), precum și în Dealul Sălniței (Savu, 1963). Apele din precipitații care intră în doline alimentează apoi izburile din așezările situate în aval (Boiu Mare, Frâncenii Boiului, Sălnița și Peteritea) (Savu, 1963). În același timp, o parte din apa care se drenează, prin intermediul dolinelor, se scurge prin subteran spre afluenți ai Bârsăului și Lăpușului, contrar înclinării suprafeței terenului de la suprafață, care este de la nord la sud. În această situație se află dolinele de la est de localitatea Mesteacăș, care printr-un drenaj subteran consecvent, alimentează Valea Morii, afluent al Bârsăului, precum și dolinele de pe Dealul Prihodului, ale căror ape sunt culese de Valea Bițului (afluent al Lăpușului) (Savu, 1963).

Există câteva areale cu doline și în perimetrul anticlinalului calcaros Frâncenii de Piatră-Cheile Babei, îndeosebi între satele Măgura Gâlgăului și Frâncenii de Piatră, prelungit către Dăbâcenii și drenat de Valea Frâncenilor, care traversându-l, dobândește un debit permanent apreciabil (Savu, 1963).

Dimensiunile dolinelor din Podișul Purcăreț-Boiu Mare variază ca diametru, între 10 – 15 m, cele de dimensiuni mai mari, de peste 70 – 80 m fiind rare (Savu, 1963). Conform autorului citat, ele reflectă un carst adaptat la condițiile locale de rocă, și anume unui orizont de calcar lipsit de masivitate. Este mai semnificativă, în schimb, adâncirea lor, care înregistrează valori reduse, de până la 5 m, pe platourile cu caracter de interfluviu, unde drenajul subteran nu este încă destul de organizat, și 10 – 12 m, acolo unde jalonează, prin alinierea lor, cursurile subterane din prelungirea afluenților Bârsăului și Lăpușului (Valea Morii, Valea Cristii, Valea Bițului, Valea Gădelui) (Savu, 1963).

Dolinele sunt considerate de vârstă cuaternară (Savu, 1963), pe considerentul că dacă ar mai vechi ele s-ar fi păstrat și pe martorii de eroziune menționați anterior, care în trecut alcătuiau o suprafață unitară.

Avenele sunt și ele prezente, cel mai dezvoltat fiind cel de la Gura Codrului, din partea sudică a Pietrei Cozlei

Peșterile din Podișul Purcăreț – Boiu Mare sunt localizate pe o suprafață restrânsă, în arealul localităților Letca, Soimușeni și Cuciulat. Dintre acestea trei au o lungime mai mare de 1000 m (Hosu, 2009):

- Peștera de la Moara lui Pocol (letca) - are o lungime de 3.493 m și o denivelare de – 11, + 64,5 m;

- Peștera din Cariera Cuciulat - cu o lungime de 1.707 m, are o denivelare de -32,9 m, +1,5 m;

- Peștera Lii - dezvoltată pe 1.317 m, are o denivelare de -2m, +27 m.

Alături de acestea sunt și peșteri cu lungimi mai mici, așa cum este Peștera Bătrânilor din Valea Scurtă, descoperită abia în anul 1992.

Predominarea proceselor carstice, alături de cele fluviale, a determinat ulterior reducerea orizontului de calcare la culmi interfluviale, cu aspect de creste de intersecție, prevăzute cu martori de eroziune (Dealul Poienița, 512 m; Dealul Piatra Cozlei, 584 m; Dealul Cozlei, 543 m; Prisnel, 651 m; Dealul Purcărețului, 538 m; Dealul Purecoia, 565 m; Dealul Giorgiului, 546 m; Dealul Sălniței, 460 m etc.), separați de înșeuări.

Prezența calcarelor, care au fost timp îndelungat modelate de către rețeaua hidrografică, a determinat formarea văilor carstice, care cel puțin pe anumite sectoare au aspect de chei. Se remarcă în acest sens: Valea Ascunsă (atât în amonte cât și în aval de Ciula), Valea Purcărețu (în aval de Purcăreț), Valea Secăturii (în aval de Luminișu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba). Aceste văi au versanți abrupti, menținuți pe calcare, cele care prin duritatea lor determină și îngustarea sectoarelor de vale respective.

Dintre sectoarele de chei existente mai spectaculos este cel cunoscut sub denumirea de Cheile Babei (situat între localitățile Baba și Poiana Blenchii), format în urma intersectării anticlinalului Dăbâceni – Baba – Drăghia – Dealu Mare. Aceste chei au o lungime de aproximativ 1,5 km și pereți abrupti cu înălțimea de 80 – 120 m.

Prezența calcarelor menționate își face simțită prezența și în Culoarul Someșul, unde determină existența unor sectoare de îngustare (Hosu, 2009): Glod – Dăbâceni (alături de calcare la menținerea aspectului îngust al văii participă și gresii) și Surduc – Turbuța (alături de calcare, la caracterul de sector îngust, un aport semnificativ este adus de Gresia de Racoti).

În **Dealurile Clujului și Dejului** forme carstice tipice se întâlnesc îndeosebi pe interfluviul dintre Someșul Mic și Nadăș; ele sunt reprezentate de doline și de Cheia Baciului.

Dintre doline se remarcă cele de obârșiile văilor Suceagu (afluent al Nadășului) și Bongardului (afluent al Someșului Mic), dispuse sub forma a trei șiruri, jalonând drenajul subteran existent; ele au dimensiuni variabile, diametrul lor variind între 5 și 15 m, iar adâncimea între 1 și 6 m (Savu, 1963). La acestea se adaugă dolinele din cursul superior al pârâului Valea Lungă (afluent al Baciului), dezvoltarea lor considerabilă fiind înlesnită de prezența unui orizont de calcar cu grosime de 7 – 8 m; câteva doline, de dimensiuni reduse, există și în Dealul Melcului (615 m), cu toate că acolo calcarul grosier este acoperit cu un orizont subțire de marne (Savu, 1963).

Cheia Baciului s-au format în urma intersectării, de către Valea Lungă sau Valea Baciului (afluent de dreapta al Nadășului), a pachetelor de calcare eocene. Ea are o lungime de 620 m și diferența de nivel, între partea superioară și cea inferioară a versanților de până la 45 m. Versantul stâng fiind mai abrupt, el este cel care imprimă aspectul de cheie acestui sector de vale.

În **Depresiunea Lăpuș** relieful carstic este asociat formațiunilor calcaroase din partea sudică a Suprafeței Vârtoapele, unde cele mai comune forme sunt dolinele (fig. 6. 24), la care se adaugă lapiezurile formate pe fragmente izolate de calcar (Posea, 1962a).

Dimensiunile dolinelor, de pe Suprafața Vârtoapele, diferă în funcție de grosimea orizontului de calcar pe care se dezvoltă, având un diametru care de obicei nu depășește 4 m. Aranjarea lor este dispersată, mai rar aliniindu-se pe anumite direcții (Posea, 1962a). Conform autorului citat, dolinele din jurul vârfulor Hârtopu Mic (487 m) și Hârtopu (529 m) au adâncimi reduse și de obicei sunt îngemănate două câte două.

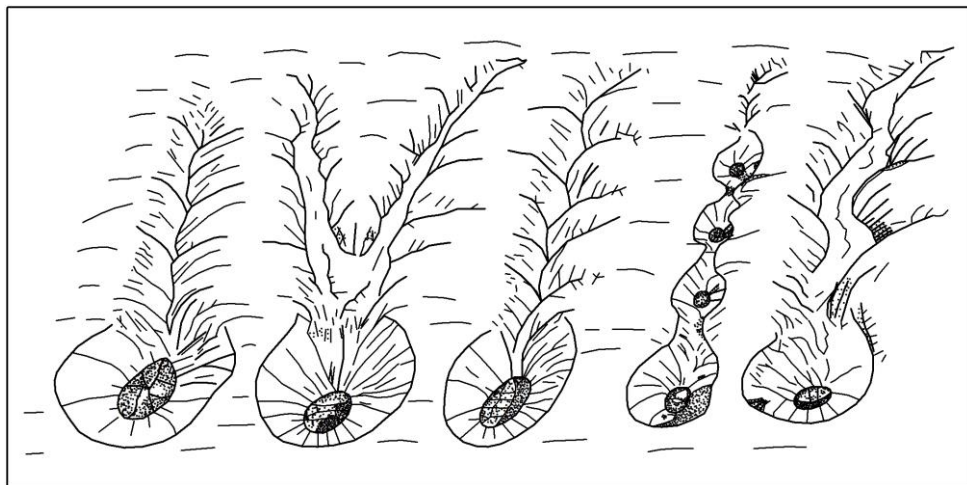


Fig. 6. 24. Doline alinate lateral pe Suprafața Vârtoapele (Posea, 1962, p. 261)

Acestora li se adaugă și dolinele din perimetrul localității Borcut, cele din Dealul Pietrișului, de pe Valea Leordei (Dobric) și cele de pe calcarul cristalin de la Măgureni (Posea, 1962a).

Cu toate că în **Depresiunea Huedin** sunt prezente orizonturi de calcare, relieful carstic asociat lor este nesemnificativ, cu excepția aliniamentelor de doline, de pe suprafața Dealului Glimei (789 m), ce jalonează cursul subteran, care alimentează Izbul Bulciu de la Buteni (Geografia României, III, 1987).

Printre alte locații unde se mai găsesc forme de relief carstic se remarcă și **Masivul Feleacului**, mai precis partea vestică a acestuia, pe interfluviul dintre Pârâul Gârbău și Valea Poieniței.

În **Depresiunea Almaș-Agrij** există câteva doline în perimetrul localității Stana, pe linia de contact a calcarului, cu orizontul argilelor vârgate superioare și al gipsurilor superioare (Savu, 1963). Conform autorului citat, este vorba de un carst în ghips, dolinele aliniindu-se pe arealul de aflorare a acestuia. Tot în această depresiune, dar de data acesta pe versantul stâng al Văii Agrijului, la Prodănești, sunt intersectate calcare, care sunt puternic diaclazate, de unde și cele câteva deschideri mici ale unor peșteri (Savu, 1963).

B. Relieful carstic pe sare

El este rezultatul dizolvării evaporitelor badeniene, depuse la marginea cuvetei transilvane.

Pentru formarea reliefului carstic pe sare este necesar ca ea să apară la zi, pentru a intra în contact cu apa, care cade sub formă de precipitații sau cu cea care se scurge prin albie (de exemplu, Pârâul Corund la Praid).

Dizolvarea sării determină formarea unui microrelief cu evoluție rapidă (fig. 6. 25), caracterizat de prezența lapiezurilor, nișelor, dolinelor, peșterilor de mici dimensiuni, pereților abrupti, creștelor ascuțite etc.

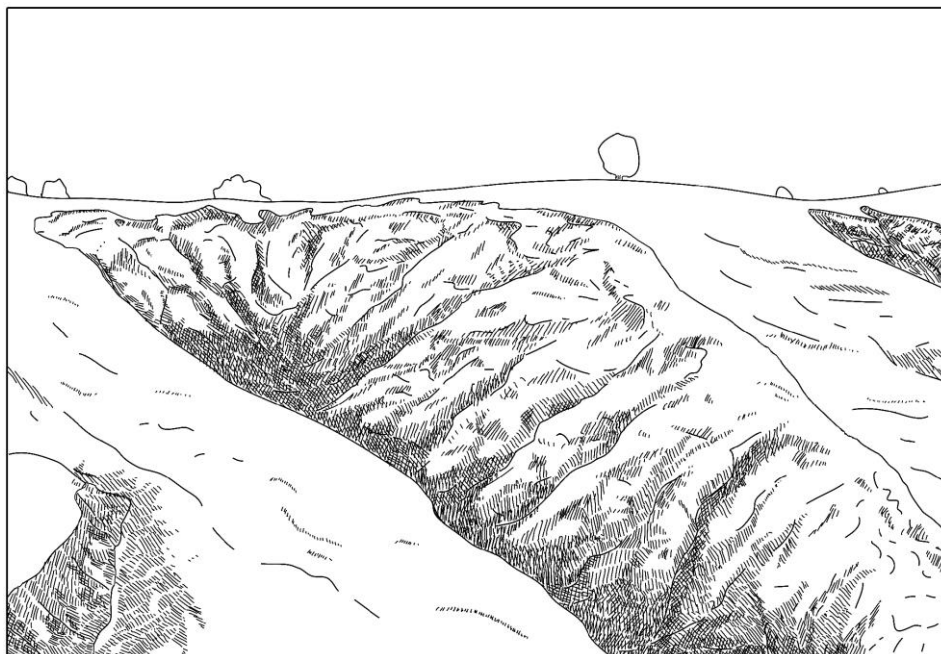


Fig. 6. 25. Morfologie specifică dizolvării sării (Dealul Sării - Praid)

Formele de relief rezultate au o evoluție deosebit de rapidă datorită solubilității ridicate a sării. Dizolvarea intensă este favorizată și de schimbul ridicat

de apă și de înlocuirea permanentă a soluțiilor concentrate (Posea et al., 1974). Cu toată că masivele de sare, din depresiune, au grosimi de ordinul sutelor de metri, plasticitatea accentuată a acestei roci, și în consecință fisurarea redusă, împiedică manifestarea proceselor carstice pe adâncimi mari; în majoritatea cazurilor carstificarea afectează doar partea superioară a masivelor de sare (Posea et al., 1974).

Prezența dolinelor și a microdepresiunilor de dizolvare au favorizat constituirea a numeroase lacuri sărate: Ursu, Aluniș, Roșu și Paraschiva, (de la Sovata), Avram Iancu, Ocnița, Rândunica, Brâncoveanu, Negru, Crișan (de la Ocna Sibiului), Tarzan, Privighetorii, Csiki, Durgău, Rotund, Ocnei, Sulfuros (de la Turda), Toroc (de la Ocna Dejului) etc. Majoritatea au fost amenajate în scopuri balneare, fiind integrate stațiunilor în cadrul cărora sunt localizate. La geneza unora dintre ele au contribuit și activitățile antropice, de extragere a sării din subteran. Tavanele minelor rezultate s-au prăbușit, iar în golurile formate apa s-a acumulat sub formă de lacuri.



Fig. 6. 26. Lapiezuri formate pe sare la Praid

Dintre locațiile din Depresiunea Transilvaniei unde se găsesc astfel de forme de relief se remarcă: Sovata, Praid, Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Turda, Cojocna, Ocna Dejului etc.

Cel mai spectaculos relief carstic, pe sare, se întâlnește în Dealul Sării de la Praid. Masivul de sare ajuns la zi este fragmentat de lapiezuri foarte dese, separate de creste înguste (fig. 6. 26), de unde și denumirea de Muntele de Sare. Alături de

acestea sunt prezente doline, al căror diametre ajung până la 200 m, și peșteri de mici dimensiuni. O situație similară, dar cu o suprafață mai redusă, se întâlnește și la Sovata, lângă lacul Roșu, unde se află un alt Munte de Sare, brăzdat de lapiezuri.

6.2.4. Relieful format pe tufuri

Dintre orizonturile de tuf existente în depresiune, cel care a influențat cel mai mult morfologia la nivel local este Tuful de Dej. Alături de el în profilul versanților sau în albiile râurilor își mai fac simțită prezența, prin forme specifice (polițe, brâne, repezișuri) tufurile de Hădăreni, Ghiriș, Sărmășel, Bazna etc.

Așa cum am mai precizat Tuful de Dej este de vârstă badeniană, iar formarea lui indică existența unui important eveniment magmatic și cineritic, localizat în partea nordică a depresiunii. Cu toate că Tuful de Dej are o extensie bazinală, el se găsește la zi sau aproape de suprafață îndeosebi în Podișul Someșan (subunitățile Dealurile Clujului și Dejului și Dealurile Ciceului). Modelarea lui de către agenții și procesele geomorfologice nu a determinat formarea unui relief de detaliu. El se impune în relief mai degrabă prin rezistența sa la eroziune, comparativ cu rocile înconjurătoare (marne, argile, nisipuri etc.).

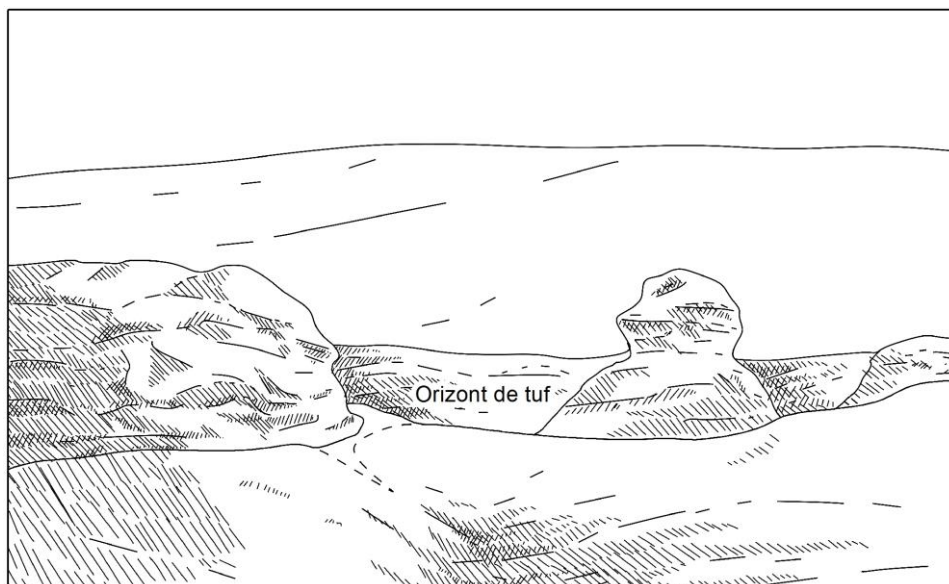
Din acest motiv Tuful de Dej este cel care a influențat relieful de ansamblu a Dealurilor Clujului și Dejului, în special sub aspectul morfologiei interfluviilor și a unor sectoare, ale culoarelor de vale, a principalilor afluenți de stânga ai Someșului Mic.

În cadrul Podișului Someșan, configurația suprafețelor, în alcătuirea cărora participă și Tuful de Dej, are forma unui arc de cerc, cu deschidere spre est, ce poate fi urmărit începând cu Dealul Hoia, de la Cluj-Napoca, pentru a se continua apoi pe linia localităților Baci, Popești, Chinteni, Vultureni, Dârja, Tiocu de Sus, Jichișu de Sus și Dej (Geografia României, III, 1987).

La nivelul interfluviilor, prezența Tufului de Dej, a cărui grosime atinge 60 m la Dej (Geografia României, III, 1987), a determinat menținerea unor altitudini de peste 600, așa cum este în cazul dealurilor: Lombului (682 m), Nucului (667 m), Grecea (620 m), Vulturului (607 m), Băbdiului sau Bobâlnei (689 m). Tot în partea estică a Dealurilor Clujului și Dejului tuful are și implicații structurale, pe seama lui menținându-se principalele aliniamente de fronturi de cuestă, care încep din Dealul Lombului sau Popești (682 m), situat la nord de Cluj-Napoca, pentru a se continua prin Dealul Nucului (667 m), Dealul Techeniș (549 m), Dealul Șinteu sau Șoimenilor (563 m), Dealul Vultur (607 m), Dealul Bobâlna (689 m), Dealul Șigău (603), Dealul Măgurița (626 m) etc. Înălțimile orografice menționate au în același timp aspect de martori structuralo-petrografici, fiind menținuți de aceleași orizonturi mai dure de tuf.

Pe suprafața versanților se remarcă prezența brâielor structurale, menținute de orizonturile mai dure (fig. 6. 27), cum sunt de exemplu cele din văile Lonea, Lujerdiului, Mărului și Ghiroltului. O altă implicație la nivelul versanților, a Tufului

de Dej, se referă la aportul adus la geneza alunecărilor masive de tip glimee, cum sunt cele de la: Făureni, Șoimeni, Vultureni, Borșa Cătun etc., pe care Savu (1963) le numește prăbușiri-alunecări sau prăbușiri de tip detrusiv (după clasificarea lui Pavlov, 1954). Conform lui Savu (1963) cauza declanșării acestor alunecări a reprezentat-o sufoziunea mecanică, legată la rândul ei de circulația foarte activă prin formațiunile acvifere de la baza tufurilor. Rămase fără o bază de susținere, tufurile, pe fondul lipsei de flexibilitate se rup generând prăbușiri, care se produc de sus în jos (Savu, 1963).



**Fig. 6. 27. Morfologie specifică orizonturilor de tuf
(versantul stâng al Văii Lonea, la Pâglișa)**

În cadrul albiilor, în situațiile în care curentul de apă intersectează Tuful de Dej, procesele de eroziune în adâncime sunt cele dominante, fapt care a determinat ca însuși aspectul morfologic al văii, în profil transversal, să fie unul îngust, cu aspect de defileu, așa cum este în cazul văilor: Borșei (între localitățile Vultureni și Ciumăfaia), Lonei (sectorul Pâglișa și Dăbâca), Lujerdiului (sectorul Stoiana și Morău), Mărului la Aluniș (Geografia României, III, 1987).

Relieful altor tipuri de roci. Alături de relieful petrografic menționat anterior, în Depresiunea Transilvaniei există și alte tipuri de roci, care impun o morfologie aparte. Dintre acestea se remarcă aglomeratele vulcanice. Nici în cazul lor nu se poate vorbi de un relief de detaliu, ci doar de implicații în configurația unor suprafețe cu aspect de interfluvii și martori erozivo-structurali sau de participare la evidențierea reliefului structural, îndeosebi atunci când depozitele sunt depuse monoclinale.

Se remarcă în acest sens aglomeratele vulcanice depozitate pe fâșia de contact dintre Munții Căliman, Gurghiu, Harghita și Depresiunea Transilvaniei. Cu toate că

inițial ele se prezentau sub forma unor platouri vulcanice, ulterior au fost fragmentate de către rețeaua hidrografică și procesele versant, cele care le-au transformat în fragmente, menținute doar pe suprafețe reduse, cu aspect de martor de eroziune. Ca exemple pot fi date Piatra lui Iacob (948 m) din Dealurile Bistriței și vârfurile Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m) și Firtuș (1.060 m) din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt. Duritatea aglomeratelor vulcanice determină ca marginile înălțimilor orografice menționate să aibă formă de abrupturi cuestice, prin intermediul cărora domină teritoriile înconjurătoare, formate din depozite sedimentare friabile specifice Depresiunii Transilvaniei.

Concluzii. La finalul acestui capitol, se poate nota că atât rocile friabile, de tipul argilelor și marnelor, cât și cele mai rezistente la eroziune de tipul gresiilor, conglomeratelor, calcarelor și aglomeratelor vulcanice contribuie la geneza unei morfologii proprii, în prezența acelorași agenți și procese geomorfologice.

Diversitatea reliefului petrografic din depresiune nu trebuie privită doar ca o simplă condiționare venită dinspre rocă. Ea trebuie coroborată și cu plurivalența proceselor geomorfologice, a căror acțiune și intensitate este condiționată atât de proprietățile fizico-chimice ale rocilor, cât și de variația condițiilor climatice, care, în unele etape de evoluție, au favorizat un anume tip de modelare (Posea et al., 1974).

Astfel formațiunile cimentate și mai dure ale paleogenului din nord-vestul depresiunii (calcarele formațiunii de Căpuș, de Mortănușa, de Viștea, de Cluj, de Hoia de Mera etc.), au contribuit la menținerea unor fronturi structurale bine individualizate (Pendea, 2005), la baza cărora depozitele de versant s-au acumulat sub forma unor glacișuri. La rândul lor, formațiunile mai friabile în alcătuirea cărora predomină argilele și marnele, au favorizat procese de versant din categoria alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, soldate cu tot atâtea tipuri de forme de relief; la geneza lor petrografia a avut o contribuție esențială, atât în condițiile periglaciare, specifice Cuaternarului, cât și condițiile actuale, alimentate energetic de intervenția antropică.

Și în acest caz, natura foarte diversă a rocilor a constituit un element de bază în definirea trăsăturilor reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Practic diversitatea petrografică este cea care introduce diferențieri, ale morfologiei la nivel de detaliu, condimentând parcă relieful, în sensul că la prima vedere nu ne-am aștepta să întâlnim relief carstic (inclusiv pe sare) sau relief dat de roci magmato-vulcanice, într-o unitate teritorială în care predomină formațiunile sedimentare de cuvetă.

Prezența unui relief petrografic susținut de argile, marne, gresii, conglomerate, calcare, sare, roci magmato-vulcanice, și caracterizat de existența unor forme de tipul abrupturilor, coloanelor, turnurilor, acelor, piramidelor coafate, babelor, cheilor, lapiezurilor, dolinelor, peșterilor etc., este cel care dă, de cele mai multe ori, o anumită personalitate geomorfologică locurilor transilvănene.

6.3. RELIEFUL FLUVIAL

Apa în starea lichidă este cel mai important agent de modelare a reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Afirmatia este susținută de existența unui climat temperat, în cadrul căruia cantitățile de precipitații depășesc valoarea evapotranspirației, și a unui substrat al cărui petrografie favorizează concentrarea și scurgerea apei. În aceste condiții, pe fondul unor temperaturi medii multianuale pozitive a avut loc permanentizarea scurgerii sub formă de pârauri și râuri. Acțiunea îndelungată, la nivelul substratului, a acestor formațiuni de drenaj, a condus la geneza reliefului fluvial.

Cu toate că în capitolele anterioare am menționat că relieful din depresiune este mai degrabă unul structural și petrografic, rețeaua hidrografică și procesele geomorfologice care o însoțesc sunt cele care au scos în evidență structura, modelând-o fluvial.

În cadrul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează pe de o parte la nivelul versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, iar pe de alta în cadrul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei.

În urma acestei simple împărțiri, a manierei de realizare a scurgerii, se desprinde ideea că în cadrul reliefului fluvial, din Depresiunea Transilvaniei, există două categorii distincte de forme și procese geomorfologice: cele de pe suprafața versanților și cele din albiile actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele).

Referitor la întâietatea uneia sau al alteia, din cele două categorii, cu siguranță albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă ele și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele de lucru, o dată cu modificarea condițiilor geomorfologice. Această afirmație se bazează pe faptul că, versanții, prezenți de o parte și de alta a unei alpii, au rezultat în urma adâncirii acesteia, în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el.

La rândul lor versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și alpii, evoluează fie dependent de ele, când acestea îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de ele prin intermediul unor glacisuri, terase sau lunci. Suprafețele considerabile ocupate de versanți, în cadrul reliefului fluvial, caracteristicile lor morfometrice și substratul (de cele mai multe ori friabil), favorizează dezvoltarea la nivelul lor a unor procese geomorfologice și forme de relief distincte. Ele se împart în două categorii: cele datorate scurgerii apei pe versant și cele rezultate în urma deplasărilor în masă.

Versanții împreună cu albia limitrofă alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul și-a manifestat acțiunea. Ea este o formă de relief rezultată în urma unui proces evolutiv îndelungat, fapt care i-a

permis o dezvoltare complexă în profil longitudinal și transversal. În profil longitudinal se deosebește un sector superior, unul mijlociu și unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele și versanții.

Clasificarea formelor de relief fluvial din depresiune, luând în considerare procesele care le generează, arată că ele au de obicei o origine mixtă. De exemplu, albiile sunt considerate forme de eroziune, dar în cadrul lor se găsesc și forme de acumulare; luncile sunt rezultatul acumulării; terasele sunt și ele rezultatul acumulării, dar fruntea lor a fost reliefată prin eroziune; versanții și văile sunt preponderent forme de eroziune, dar și în cadrul lor apar forme de relief care sunt rezultatul acumulării (conuri aluviale, glacisuri etc.) (Roșian, 2017). La rândul lui, procesul de transport este implicat la geneza tuturor formelor menționate, fiind veriga de legătură dintre eroziune și acumulare. Înseamnă că nu există formă pură eroziune sau formă pură de acumulare, iar echilibrul care există între eroziune, transport și acumulare este aproape întotdeauna relativ. Echilibrul este rezultatul unui număr infinit de mecanisme care acționează în interiorul domeniului fluvial și care îl influențează din afara lui. Din acest punct de vedere formele de relief nu reprezintă decât modele de echilibru. De exemplu, renia, albia minoră, lunca, terasa și chiar valea în întregul ei reprezintă un anumit echilibru (Mac, 1976), între eroziune, transport și acumulare.

În urma modelării fluviale a rezultat astfel o suită de forme de relief, începând cu albia, considerată pe bună dreptate elementul cel mai dinamic din cadrul acestui domeniu de modelare, și terminând cu valea, forma care exprimă cel mai bine modul în care a fost sculptat spațiul depresionar de către râuri.

În consecință, cele mai reprezentative forme de relief fluvial din depresiune sunt: albiile, luncile, terasele, versanții și văile.

6.3.1. Albiile

Permanentizarea scurgerii apelor din Depresiunea Transilvaniei, de-a lungul unor trasee preferențiale, a determinat formarea albiilor. Ele sunt forme de relief complexe, în cadrul cărora au loc principalele procese hidrodinamice; în alcătuirea albiilor intră canalul de scurgere și malurile, care îl delimitează.

6.3.1.1. Elementele albiilor

Sub aspect dimensional lățimea albiilor din depresiune variază foarte mult scăzând de la valori maxime înregistrate la râurile principale, de proveniență carpatică (120 m la Someș, 85 m la Someșul Mare, 40 m la Someșul Mic, 55 la Arieș, 130 m la Mureș, 65 m la Târnava, 50 m la Târnava Mare, 20 m la Târnava Mică, 20 m la Sebeș, 70 m la Olt, 40 m la Cibin etc.), până la valori de sub 1 m pentru râurile

secundare (autohtone). Înălțimea malurilor diferă și ea destul de mult, crescând valoric de la câțiva centimetri la râurile secundare și până la 4 – 6 m sau chiar mai mult, pentru râurile principale.

Canalul de scurgere, denumit și patul albiei, este caracterizat de prezența unor microforme de relief cu caracter efemer: rippluri, bare aluvionare, dune aluviale etc. La acestea se adaugă și formele cu caracter permanent, adică cele care dau morfologia perenă: vadurile și adâncurile.

Ripplurile sunt formațiuni aluvionare care se dezvoltă tridimensional pe patul albiei, în condițiile unui regim de curgere turbulentă liniștită; în profil longitudinal ele au o formă geometrică variată, de la triunghiulară asimetrică, (cu pantă lungă și lină a flancului amonte, respectiv pantă abruptă a flancului aval), până la aproximativ sinusoidală simetrică (Ichim, et al., 1989). Conform autorului citat, ele se formează pe patul albiilor constituit din material aluvionar fin și mijlociu, cu diametru mediu de 0,6 mm (nu se formează în cazul albiilor cu nisip grosier și pietrișuri); lungimea de undă a ripplurilor este de până la 30 – 60 cm, în timp ce amplitudinea nu depășește 3 – 6 cm. Astfel de forme sunt specifice majorității albiilor din depresiune alcătuite din material aluvionar fin.

Barele aluvionare sunt formațiuni ale patului aluvial care au lungimi de același ordin de mărime cu lățimea albiei sau mai mare, lățimi de ordinul 0,5 – 0,8 din lățimea albiei și înălțimi comparabile cu adâncimea medie a curgerii care le generează (Ichim, et al., 1989). Pe flancul lor din amonte, care are o declivitate foarte redusă, se pot forma rippluri. Ele pot fi văzute în albiile principalelor râuri din depresiune: Someșe, Mureș, Târnave, Hârtibaciu, Cibin, Almaș, Brâglez etc.

Dunele aluviale sunt formațiuni mai mari decât ripplurile și mai mici decât barele; în secțiune transversală au aceeași formă ca și ripplurile, fiind formate în condiții asemănătoare; se întâlnesc în albiile aceluiași râuri. Se consideră efemere deoarece o dată formate, la prima variație semnificativă a debitului se modifică complet.

Vadurile sunt porțiuni din patul albiei în care adâncimea apei este mai mică, viteza curentului este mai mare, iar materialul din albie mai grosier (Rădoane et al., 2001).

Adâncurile constituie sectoarele din patul albiei în cuprinsul cărora adâncimea apei este mai mare, vitezele mai mici, iar granulometria depozitelor de albie mai redusă (Rădoane et al., 2001).

În cadrul albiilor vadurile și adâncurile sunt dispuse sub forma unei alternanțe. În depresiune ele sunt specifice îndeosebi albiilor meandrate, fiind localizate în punctul de inflexiune dintre două bucle succesive, respectiv în axa buclei de meandru. Dintre râurile care prezintă o evidentă spațiere a morfologiei albiei, sub formă de vaduri și adâncuri se remarcă: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieul, Mureșul, Arieșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul etc. Prezența lor este mai atenuată în cazul albiilor drepte sau împletite.

Malurile albiei sunt cele care delimitează de o parte și de alta curentul de apă. Ele sunt expresia schimbării permanente a ponderii proceselor de eroziune și acumulare, care au loc simultan în cadrul aceleași secțiuni de albie; alternanța eroziunii și acumulării de la un mal la altul, demonstrează că albiile, deși reprezintă forme de relief negative, săpate în substrat, ele nu sunt doar forme de eroziune, așa cum s-a considerat mult timp, ci forme de eroziune și acumulare (Rădoane et al., 2001).

Diferențele cele mai notabile între maluri se înregistrează la albiile sinuoase și meandrate, unde la malul concav are loc eroziunea, iar la cel convex acumularea.

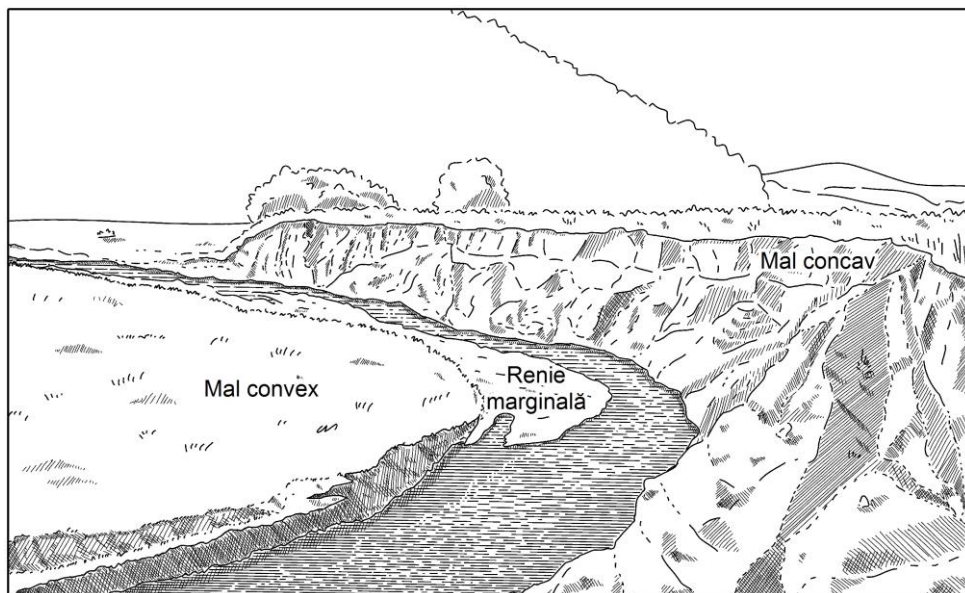


Fig. 6.28. Albia râului Brâglez la Fabrica

Malurile concave sunt cele care au suprafața morfologică expusă spre râu, sub forma unei concavități; ele sunt maluri de eroziune, dar nu înseamnă că procesele de acumulare lipsesc cu desăvârșire (Rădoane et al., 2001). Formarea malurilor concave are loc pe două căi: prin eroziune în sens strict (implică antrenarea materialelor particulă cu particulă, printr-un mecanism de desprindere discretă a lor, așa cum se întâmplă la malurile alcătuite din roci coezive) și prin cedarea malurilor (implică desprinderea în masă a depozitelor; în acest caz diferențierile morfodinamice sunt date de gradul de coezivitate a depozitelor) (fig. 6. 28).

Malurile convexe au suprafața morfologică, de formă convexă, expusă spre râu. Sunt maluri la care are loc acumularea unei părți a materialelor transportate de râu. Depozitul care se formează prin acumulare se numește renie (fig. 6. 29). Ea are aspectul unei plaje nisipoase sau pietroase.

În funcție de stadiul de evoluție, la care au ajuns, și de forma pe care o au, reniile sunt de mai multe tipuri: simple (point bar), marginale (point dune) și în volute (scroll-bar) (Ichim et al., 1989).

Renia simplă este o formațiune de acumulare a aluviunilor la malurile convexe. Suprafața ei înclină ușor spre talveg și se află în ușoară contrapantă spre malul convex; în plan are formă de semilună (fig. 6. 29).

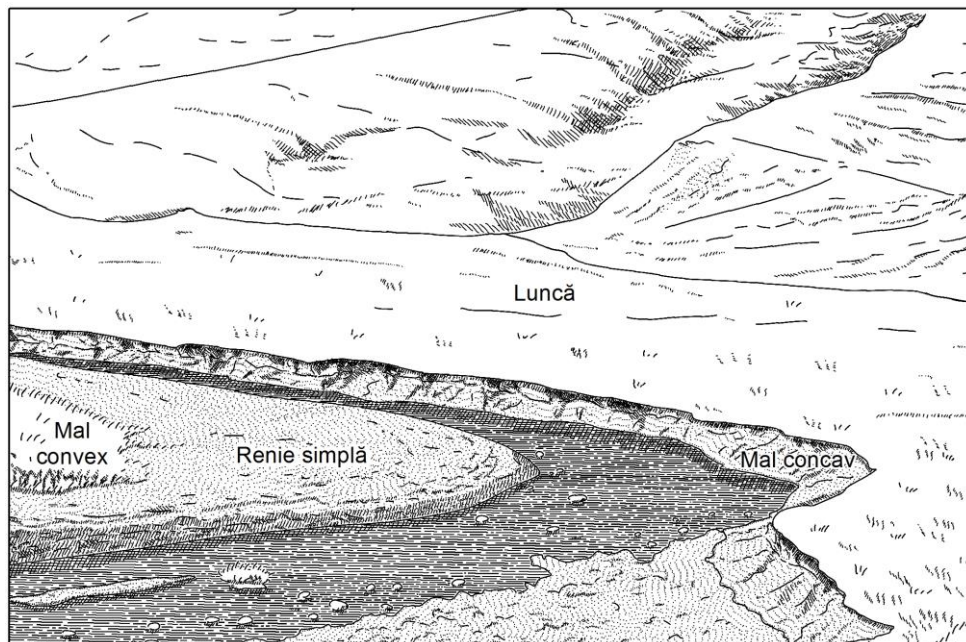


Fig. 6. 29. Renie formată pe malul drept al Brâglezului, în aval de Fabrica

Ea este neacoperită cu vegetație, precum și inundată frecvent în timpul viiturilor obișnuite. Reniile simple sunt caracteristice râurilor de dimensiuni medii din depresiune: Agrij, Almaș, Brâglez, Lonea, Lăpuș, Șieu, Bistrița, Arieș, Hârtibaciu etc., dar se formează și în cazul râurilor principale: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieul, Mureșul, Arieșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul. Acestea se dezvoltă atât în albiile în care predomină nisipurile, cât și în cele cu pietrișuri.

Reniile marginale sunt forme de tranziție de la microrelieful patului albiei, la cel tipic malurilor convexe, de care nu sunt complet atașate (fig. 6. 28); se mai numesc și renii de tranziție. Au un mare grad de instabilitate cu toate că sunt și cazuri când ele sunt stabile. În profil transversal fiind asimetrice, coama este puternic înclinată spre aval și spre patul albiei (Ichim et al., 1989). În această categorie se includ reniile următoarelor râuri: Someș (sectorul Glod - Dăbâceni), Someșul Mare (sectorul Coldău - Mănășturel), Someșul Mic (sectorul Iclod -

Gherla), Arieș (sectorul Câmpia Turzii – Gura Arieșului), Mureș (sectorul Aiud - Teiuș), Târnava (sectorul Crăciunelul de Jos - Mihălț), Târnava Mare (sectorul Lunca - Mănărade) etc.

Reniile în volute reprezintă formațiuni geomorfologice și de sedimentare, dezvoltate în malurile convexe ale râurilor, care fac trecerea de la micromorfologia albiei minore la morfologia albiei majore (Ichim et al., 1989) și a luncii. Ele sunt detașate de malul convex prin șanțuri taluzate. Împreună formează un complex de coame și depresiuni, dispuse mai mult sau mai puțin paralel cu râul; sunt acoperite cu vegetație și inundate doar la viituri excepționale. Ca exemple pot fi date reniile: Someșului (de la Rus și Băbeni), Someșului Mare (de Coldău și Reteag), Someșului Mic (de la Bonțida și din aval de Gherla), Mureșului (din aval de Petelea și de la Cristești), Târnaviei (de la Tiur și Crăciunelul de Jos), Târnaviei Mari (de la Dârlos și Valea Lungă), Oltului (de la Hălmeag și Șona) etc.

Se poate concluziona că, trăsăturile morfologice ale reniilor diferă de la un râu la altul și pe sectoarele acestora, în funcție de mărimea debitului, natura depozitelor, stadiul de evoluție și raportul dintre raza de curbură a buclei de meandru și lățimea albiilor.

Subdiviziunile albiei. În cadrul albiilor din depresiune se pot individualiza următoarele subdiviziuni: canalul de etiaj, albia minoră și albia majoră (fig. 6. 30).

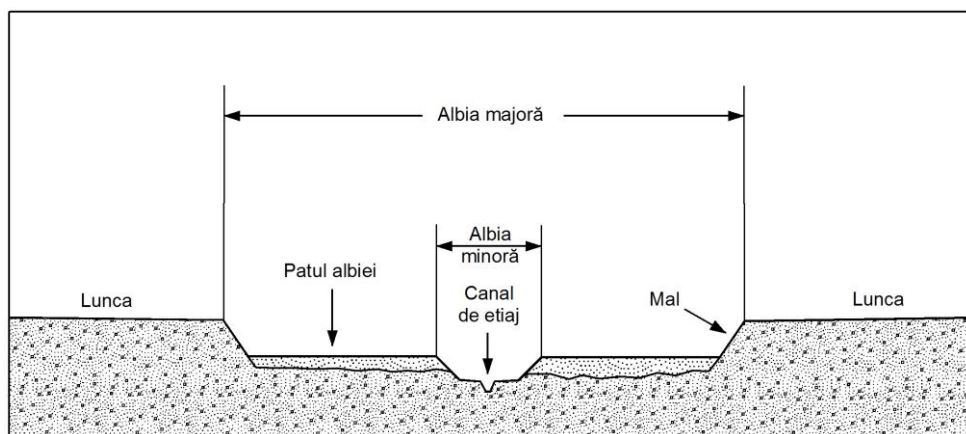


Fig. 6. 30. Elementele specifice unei albie din Depresiunea Transilvaniei

Canalul de etiaj sau talvegul reprezintă porțiunea din albia minoră prin care are loc scurgerea apei la debite minime. Este o formă de relief instabilă, atât ca dimensiune, cât și ca direcție în plan orizontal, datorită acțiunii permanente a curentului de apă asupra ei.

Albia minoră sau albia propriu-zisă este porțiunea delimitată de malurile râului sau secțiunea prin care apele se scurg la debite medii. În cadrul ei se întâlnesc

atât forme de eroziune (marmite, surplombe, abrupturi de mal, repezișuri, praguri etc), cât și de acumulare (ostroave, insule, grinduri, renii etc.) (fig. 6. 31).

Albia majoră este secțiunea de vale supusă modificărilor fluviatile la creșteri periodice de nivel (ape mari și viituri). Ea este o formă de relief construită de râul care o traversează, dimensiunea ei fiind în relație directă cu valoarea debitului acestuia (Ichim et al., 1989). Depozitele din componența albiei majore s-au format atât prin depunerea materialelor aduse de râu la inundații (acreție verticală sau agardare), cât și prin acreție laterală, la malul convex, proces în urma căruia au rezultat reniile, ca efect al migrării meandrelor (fig. 6. 31).

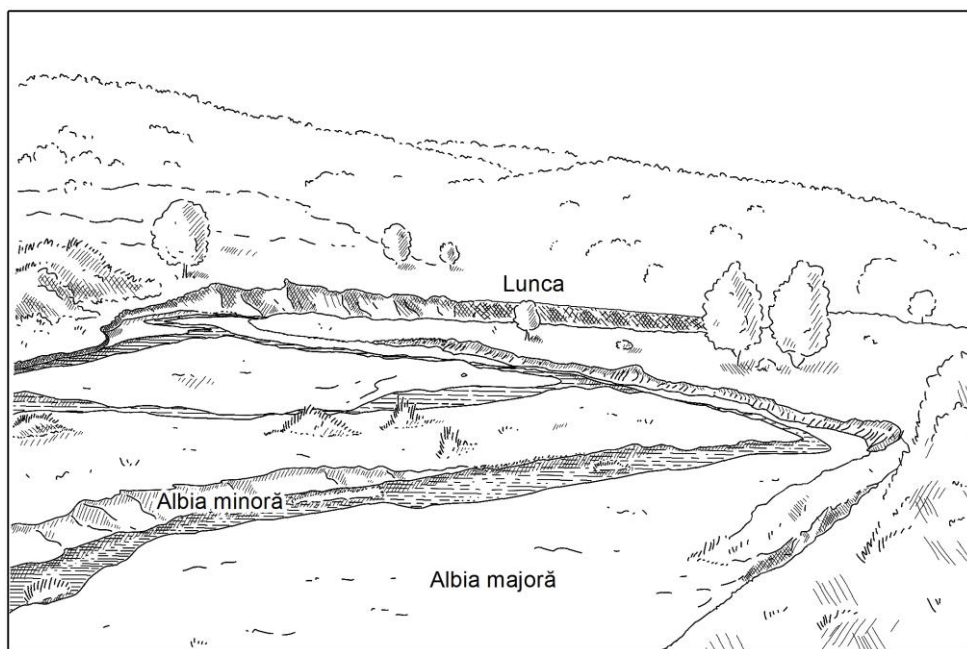


Fig. 6. 31. Albia râului Brâglez (sectorul Brâglez-Surduc)

Albia majoră a râurilor din depresiune se caracterizează prin forme de relief specifice, rezultate în urma procesului hidrodinamic: meandre, renii, ostroave, martori de eroziune, grinduri laterale, bălți pe cale de anastomozare etc. Sub aspectul extinderii spațiale, albiile majore, comparativ cu luncile, sunt slab reprezentate, având o prezență secvențială (Irimuş, 1998).

6.3.1.2. Tipuri de albi

Pentru stabilirea tipologiei albiilor din depresiune s-a utilizat pentru început criteriul tipului de depozit, în care ele au fost sculptate, pentru ca apoi să se utilizeze

și un criteriu mai complex și anume cel al configurației în plan, a tipului aluviunilor transportate și modului de sedimentare a acestora.

Sub aspectul tipului de depozit, în care are loc modelarea fluvială, albiile din depresiune sunt de două tipuri: albii pe substrat rezistent și albii cu pat aluvial. Trebuie menționat că este vorba mai degrabă de sectoare de albie, aparținătoare unui tip sau altul, decât albii întregi de la izvoare la vărsare.

Albiile pe substrat rezistent, considerate albii de eroziune, sunt cele în care curentul de apă cu greu poate pune în mișcare, fragmentele de rocă desprinse din patul aluvial și din maluri. Astfel de albii sunt modelate prin dizolvare, coraziune și acțiune hidraulică. În albiile modelate într-un substrat rezistent, efectul acțiunii fluviale este și unul de curățire a elementelor ajunse în ele, prin aportul afluenților, care drenează teritorii constituite din roci friabile.

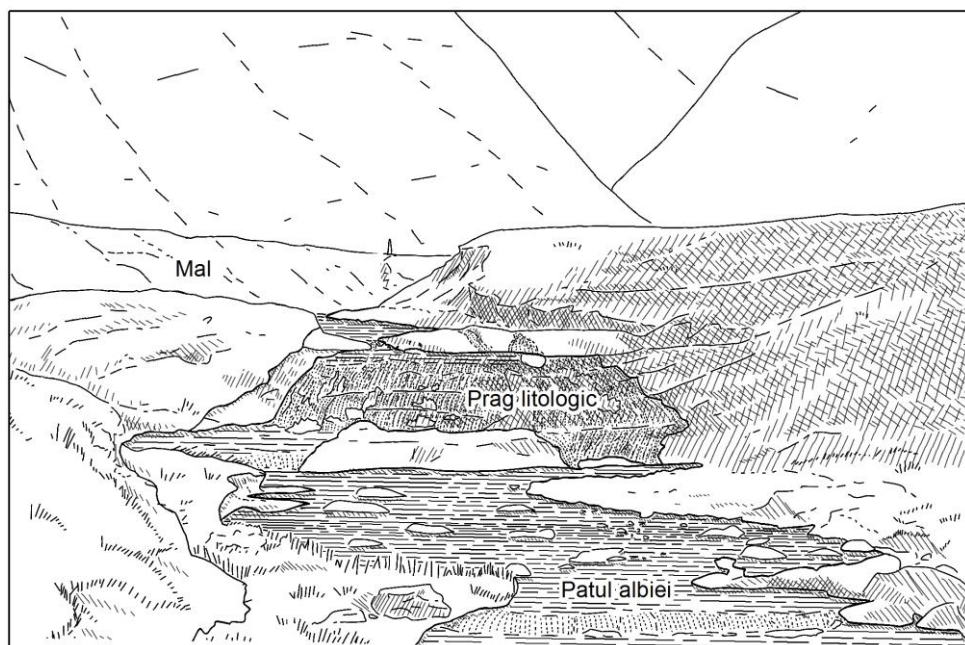


Fig. 6. 32. Albia râului Poiana în Cheile Babei

În categoria albiilor cu substrat rezistent se înscriu îndeosebi cele carstice din Podișul Purcăreț-Boiu Mare: Valea Ascunsă (atât în amonte cât și în aval de Ciula), Valea Purcărețu (în aval de Purcăreț), Valea Secăturii (în aval de Luminișu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba) etc. (fig. 6. 32). Acestora li se adaugă sectoarele pe care unele văi, din Dealurile Clujului și Dejului, intersectează orizonturi ale Tufului de Dej: Borșa (între localitățile Vultureni și Ciumăfaia), Luna (între Pâglișa și Dăbâca), Lujerdiului (între Stoiana și Morău), Mărului la Aluniș etc. Tot în acesta

categorie pot fi menționate unele sectoare scurte ale Someșelor, Mureșului, Târnavelor etc., în cuprinsul cărora sunt intersectate orizonturi mai dure alcătuite din gresii, conglomerate, calcare și tufuri.

Albiile cu pat aluvial, considerate albiile mobile, sunt cele în care are loc o acțiune continuă de distribuire a materialelor dintre maluri. Spre deosebire de precedentul tip de albie, unde modelarea era ireversibilă, materialele sunt luate și deplasate de curentul de apă, format la creșterile de nivel, pentru ca apoi să fie rededuse ca sedimente, în faza de redresare a curgerii sau în spațiul de liniștire a curenților.

Astfel de albiile se numesc mobile întrucât sunt formate din aluviuni, motiv pentru care se modifică rapid și pot suferii schimbări majore de formă, chiar și în cazul unei creșteri medii a debitelor (Mac, 1986). De exemplu, creșterea debitului nu se rezumă doar la creșterea vitezei, ci determină pe de o parte adâncirea râului, iar pe de altă lărgirea albiei prin eroziune laterală (fig. 6. 33); nu lipsesc nici acumulările, îndeosebi la malurile convexe și pe sectoarele unde viteza apei scade.

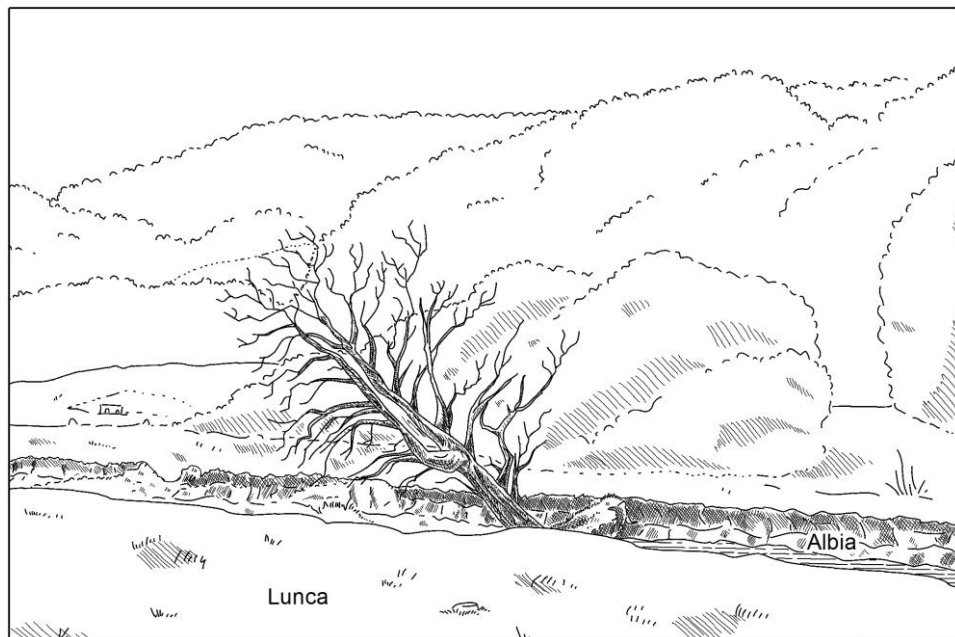


Fig. 6. 33. Efectul eroziunii în albia râului Brâglez (în aval de Gârbou)

Tipul acesta este specific majorității albiilor din depresiune, prevăzute cu pat aluvial, chiar și discontinuu (aici mă refer la albiile râurilor de ordinul 1 și 2 – în sistemul Horton-Strahler – care datorită caracterului semipermanent nu au reușit să-și construiască un pat aluvial continuu, curgând de cele mai multe ori pe un substrat alcătuit din roci friabile de tipul, argilelor, marnelor, nisipurilor etc.). În unele situații, chiar și în cazul râurilor de ordine superioare (5 sau mai mult) există sectoare pe care

aluviunile lipsesc, albia fiind săpată direct în roca de bază, așa cum este în cazul Someșului Mic, pe majoritatea sectoarelor dintre Gilău și Gherla (Feier, 2010).

În urma aplicării criteriului relațiilor de cauzalitate existente între configurația în plan a albiilor, tipul aluviunilor transportate și modul de sedimentare a acestora, așa cum a fost el propus, în numeroase rânduri, de către Schumm (1977, 1981, 1985, 2005 etc.), s-a ajuns la o clasificare cu trei tipuri de bază: albiile drepte, albiile meandrate și albiile împletite, cu varianta anastomozate.

Albiile drepte sunt, după cum spunea Leopold și Wolman (1957), atât de rar întâlnite în teren, încât aproape că nici nu există. Tocmai de aceea referirile au început să se facă la sectoare de albiile drepte, care pe o distanță de cel puțin 10 ori lățimea lor, își mențin direcția liniară. Convențional se consideră că albiile rectilinii sunt cele care au valoarea indicelui de meandrare sub 1,1 (Schumm, 1977). Aceste albiile au caracteristici geomorfologice asemănătoare cu celelalte tipuri de albiile. Se remarcă totuși prin următoarele note distincte: o tendință ușoară de meandrare la nivelul talvegului, datorită prezenței debitului solid, din care se depun alternativ la un mal și la celălalt ostroave; prezența vadurilor și adâncurilor, organizate după aceleași legi ca la celelalte tipuri de albiile; se apreciază că la acest tip de albie nu există energie suplimentată, față de cea necesară transportului debitului lichid, energie care să fie folosită pentru schimbarea direcției curgerii prin eroziunea malurilor și migrarea albiilor (Rădoane et al., 2001).

În depresiune, astfel de sectoare de albie sunt destul de rare, cu excepția celor care au fost canalizate în vederea amenajărilor hidrotehnice, dar care din cauza intervenției antropice nu pot fi luate în considerare. Se remarcă totuși următoarele sectoare de râu, al căror albie se includ în această categorie: Someșul (între Bizușa Băi și Răstoci, precum și între Răstoci și Lemniu), Someșul Mare (la Năsăud), Someșul Mic (la Salatiu), Oltul (în aval de Ungra) etc.

Albiile meandrate sau sinuoase sunt acelea care, datorită unor cauze intrinseci și extrinseci, nu își păstrează traseul liniar. Pentru diferențierea lor de alte tipuri se ia în considerare *coeficientul de meandrare* sau sinuozitate (C_m) care este raportul dintre lungimea reală a râului (L) sau a sectorului de râu analizat și lungimea în linie dreaptă a distanței dintre extremitățile râului sau a sectorului considerat (AB). În general valorile coeficientului de meandrare variază între 1 și 3, ultima valoare fiind destul de rar depășită. Râurile cu un coeficient de meandrare mai mare de 1,3 (după Chang, 1979) sau 1,5 (după Leopold și Wolman, 1957) sunt considerate meandrate, cele cu valori între 1,1 și 1,3 sinuoase, iar acelea pentru care valoarea este mai mică de 1,1 (Schumm, 1977), așa cum am mai menționat, se consideră drepte.

Majoritatea râurilor din Depresiunea Transilvaniei sunt din categoria celor sinuoase sau meandrate, valorile diferind de la un sector la altul după cum urmează: 1,33 pentru râul Lăpuș (sectorul Lăpuș - Răzoare), 1,92 pentru Someș (sectorul Vad - Rus), 1,38 pentru Someșul Mare (sectorul Coldău - Mica), 1,93 pentru Someșul

Mic (sectorul Gherla - Mică), 1,81 pentru Șieu (sectorul Sărățel - Cociu), 2,81 pentru Mureș (sectorul Cipău - Luduș), 1,65 pentru Mureș (sectorul Mihălț - Vințu de Jos), 1,64 pentru Arieș (sectorul Câmpia Turzii - Gura Arieșului), 1,57 pentru Târnava (sectorul Blaj - Mihălț), 1,62 pentru Târnava Mare (sectorul Cristuru secuiesc - Sighișoara), 1,76 pentru Târnava Mare (sectorul Sighișoara - Mediaș), 1,94 pentru Târnava Mică (sectorul Fântânele - Odrihei), 2,11 pentru Târnava Mică (sectorul Suplac - Deaj), 2,15 pentru Târnava Mică (sectorul Cetatea de Baltă - Petrisat), 1,61 pentru Secașul Mare (sectorul Miercurea Sibiului - Cut), 1,35 pentru Hârtibaciu (sectorul Nocrich - Cașolt), 2,41 pentru Olt (sectorul Crihalma - Făgăraș) etc.; menționez că valorile au fost calculate pe traseele albiilor nemodificate antropic (captări artificiale de meandru) (fig. 6. 34).

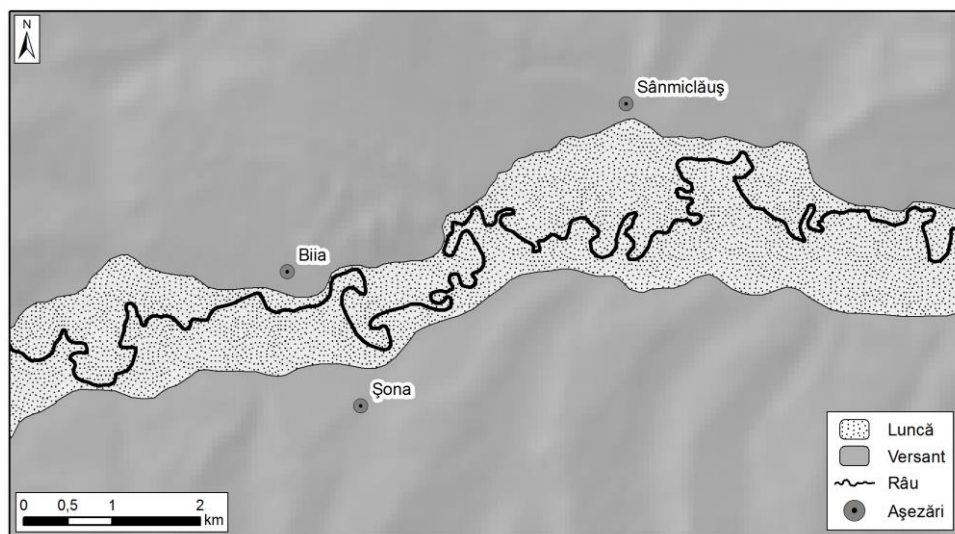


Fig. 6. 34. Meandrele Târnavei Mici pe sectorul Sânmiclăuș – Biia ($C_m = 2,41$)

Cauzele meandrării. Meandrarea râurilor din depresiune, pe lângă faptul că este o continuare, în actualele condiții geomorfologice, a celei care a avut loc, mult mai intens, la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului, este influențată și de cauze locale, în special de natură structurală. Aici mă refer la faptul că principalele râuri transilvane, curgând de la est la vest, intersectează de două ori aliniamentul cutelor diapire, și de asemenea traversează partea centrală a depresiunii, acolo unde sunt prezente structurile de tip dom și brahianticlinale. Aceste diferențieri structurale sunt accentuate, pe alocuri, și de cele petrografice, fapt care determină ca panta albiei să varieze, influențând procesele din patul aluvial și de la maluri. De exemplu, pe sectoarele în care râurile traversează domuri, dar mai ales sinclinalele dintre astfel de structuri, valorile coeficienților de meandrare cresc până la 2. La fel se întâmplă și în amonte de sectoarele de traversare a fasciculelor de cutoare diapire.

În consecință, dezvoltarea meandrului compus al Mureșului de la Bogata a fost favorizată de prezența unei structuri de tip brahianticlinal (Josan, 1979); pe acest sector scurt valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 2,81.

Meandrea accentuată Târnavei Mici și prezența meandrelor compuse, se datorează unor cauze locale, cum ar fi existența unor praguri litologice în albie la Cetatea de Baltă și Petrisat (Josan, 1979). Pe acest sector valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 2,15. Tot în cazul Târnavei Mici, fenomenul de meandrare este intensificat, atunci când râul traversează sinclinalele dintre domuri. Acest fapt este evident pe sectorul de la nord de domurile Nadeș și Filitelnic, cuprins între Fântânele și Odihei, unde valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 1,94 sau în extremitatea nordică a sinclinalului situat între domurile Filitelnic și Deleni, sectorul Suplac - Deaj, caracterizat de valori ale aceluiași indice de 2,11. Toate acestea denotă că, în amonte de structurile de tip dom sau cută diapiră, văile sunt în condiția de suspendare, ca efect al adaptării la structură.

Meandrele Târnavei Mari, din amonte de Sighișoara, sunt condiționate de prezența pragului litologic, alcătuit din gresii și conglomerate de la Sighișoara, în spatele căruia cursul este suspendat, de unde și un coeficient de meandrare de 1,62, la valori ale pantei albiei de sub 1 ‰.

Valorile maxime ale coeficientului de meandrare aparțin râului Olt, imediat după intrarea în Depresiunea Făgăraș, când pe sectorul Crihalma – Făgăraș înregistrează 2,45. Această situație este pusă și pe seama relativei suspendări a cursului de apă în amonte de structurile diapire din sudul Podișului Hârtibaciu (de la Cincu, Rodbav etc.), care se continuă mai atenuat și în partea estică a Depresiunii Făgăraș.

Existența meandrării la acest nivel, oglindită și de valorile coeficientului menționat, este o dovadă a maturității ciclului aluvial, caracterizat de prezența unor lunci mature, relativ stabile (Pendea, 2005). Continuarea meandrării, însoțită de numeroase autocaptări de meandru, evidențiază manifestarea unui proces de incizie din partea albiilor, soldat cu detașarea clară a unei terase inferioare de luncă, proces ce poate fi considerat începutul unui nou ciclu aluvial (Pendea, 2005). Acest aspect este valabil atât pentru râurile principale, de proveniență carpatică, cât și pentru unele autohtone, după cum se întâmplă în cazul râului Brâglez (afluent de stânga al Someșului), care se raportează la nivelul de bază, în coborâre, al Someșului de la Jibou (Roșian, 2011).

Evoluția meandrelor. Albiile meandrate sunt caracterizate de instabilitate, atât timp cât procesele geomorfologice, care au loc la maluri, sunt cât se poate de diferite. Comparativ cu alte tipuri de albi, în cadrul acestora se manifestă cel mai evident contradicția care există între malurile concave (unde are loc eroziunea) și cele convexe (unde predomină acumularea). Se ajunge astfel la migrarea meandrelor,

care este definită ca fenomenul de deplasare în plan orizontal al albiilor, indiferent de direcție – amonte, aval și lateral (Rădoane et al., 2001).

Extensia laterală, din timpul formării meandrelor, are ca efect prelungirea canalului de curgere și creșterea amplitudinii lor (Charlton, 2008). Pe măsură ce concavitatea din mal crește, traseul canalului de etiaj, și cu el întreaga suită de procese specifice albiei minore, se deplasează în aceeași direcție. Față de concavitatea apărută în mal, curentul de apă nu mai curge paralel, ci sub un anumit unghi, favorizând în continuare eroziunea. La malul opus albia primește o formă convexă, unde se acumulează materialele transportate de râu, sub formă de renie, ca proces complementar celui de eroziune. Prin evoluția îndelungată în această manieră se ajunge la un traseu sinuos și apoi meandrat al albiei.

Menținerea diferențierilor procesuale, între malul concav și cel convex, determină: accentuarea buclelor meandrelor, lungirea canalului de etiaj și micșorarea pantei albiei în profil longitudinal. Prin accentuarea malului concav, urmată de părăsirea malului convex, se ajunge la accentuarea buclei meandrelor și reducerea treptată a spațiului, dintre două bucle succesive de meandru, până la forma de peduncul. Acesta din urmă poate fi cu timpul secționat, iar cursul râului să fie îndreptat printr-o albie nouă, fenomen cunoscut sub denumirea de autocaptare de meandru sau străpungerea meandrului; el se produce îndeosebi în timpul apelor mari și a viiturilor. Prin autocaptări de meandru are loc diminuarea lungimii râurilor.

Ca exemplu, în acest sens, poate fi dat cursul Târnavei, care în urma ultimei autocaptări de meandru (fig. 6. 35), produsă în 1975, și-a redus lungimea cu 2,5 km și valoarea coeficientului de meandrare de la 1,75 la 1,57, cât are în prezent. Reconstituirea cursului Târnavei pornind de la meandrele părăsite, existe în teren și observate pe documente cartografice mai vechi, a evidențiat că acesta era mult mai meandrat, în urmă cu câteva secole, când valoarea coeficientului de meandrare ajungea la valoarea de 2,10 (Roșian, 2011). Odată cu schimbarea cursului Târnavei, majoritatea variabilelor implicate, în procesul de ajustare a morfologiei albiei, atât geomorfologice (talveg, rază de curbură etc.), cât și hidrologice (viteză, debit lichid, debit solid etc.), au suferit și ele modificări; acestea pot fi corelate cu creșterea locală a pantei talvegului și cu reducerea valorii coeficientului de meandrare (Roșian, 2011). În condițiile date, atât pentru râul Târnavă, cât și pentru altele, afectate de procese similare, se remarcă o evidentă tendință de îndreptare a traseului meandrat.

Un alt râu caracterizat de un proces complex de meandrare, însoțit de numeroase autocaptări este Someșul Mic. Pentru acesta se remarcă existența a 54 de autocaptări în intervalul 1884 – 1977, o parte din ele fiind induse antropic (Feier, 2010).

În urma unei astfel de evoluții rezultă forme de relief specifice: *belciugul* (vechiul meandru), *popina* (porțiunea de uscat rămasă în interiorul belciugului), *pragul* (denivelarea în profilul albiei apărută în sectorul de autocaptare a meandrului)

terasele de meandru (treptele rezultate prin adâncirea și alungirea spre aval a buclei de meandru) (fig. 6. 35).

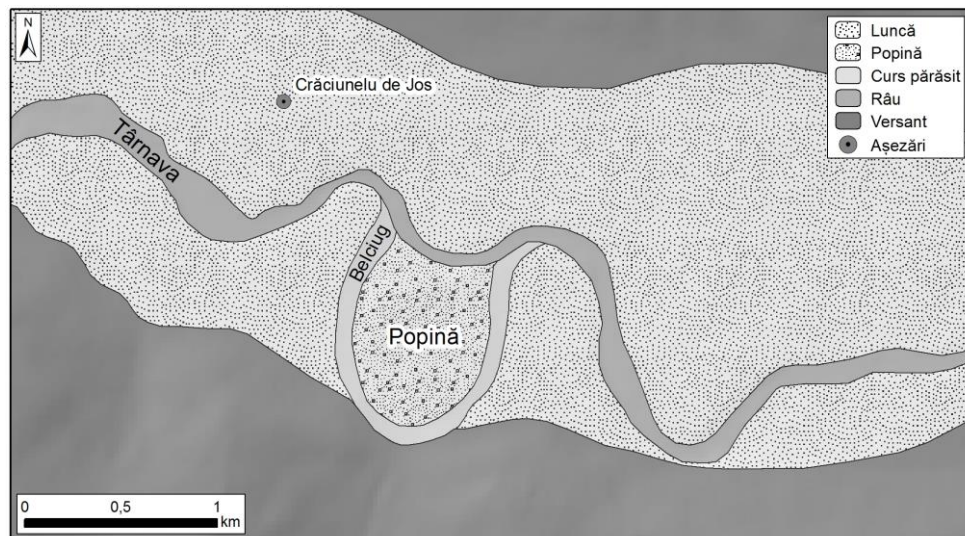


Fig. 6. 35. Elementele autocaptării unui meandru al Târnavei

Autocaptările de meandru, care au avut loc în ultimele secole, surprinse pe ridicările cartografice mai vechi, sunt o continuare a celor de la sfârșitul Holocenului, când se înregistrează o reducere atât a amplitudinii meandrelor cât și a numărului lor, pe fondul inciziei, tot mai evidente, a albiei de către râu, proces soldat cu detașarea terasei inferioare sau a luncii (Pendea, 2005).

Sub aspectul localizării, meandrele se dezvoltă în interiorul albiei majore și al luncii într-un spațiu denumit pat sau coridor de meandrare (Mac, 1976). Alături de acest termen se mai utilizează și cel de fâșie de meandrare, care desemnează spațiul inclus între tangentele de la exteriorul buclelor de meandrare (Rădoane et al., 2001). În Depresiunea Transilvaniei acesta este prezent în culoarele de vale ale râurilor care meandreză: Someșuri, Mureș, Arieș, Târnave, Secașul Mare, Hârtibaciu, Olt etc.

Tipuri de meandre. În depresiune meandrele sunt diverse, existând atât meandre de râu (adâncite în depozite aluvionare), cât și meandre de vale (care datează de la începutul stabilizării râului pe traseul respectiv).

Meandrele de râu sunt adâncite în depozite aluvionare, iar procesul de meandrare se desfășoară liber, de unde și denumirea pentru ele de meandre libere, divagante sau rătăcitoare (sunt puțin adâncite în depozitele de albie). Astfel de meandre sunt specifice tuturor râurilor din depresiune care meandreză, excepție făcând sectoarele cu meandre încâtușate.

Meandrele de vale datează de la începutul stabilizării râului pe traseul respectiv. Dezvoltarea lor are loc simultan cu formarea văii, care este și ea

meandrată, motiv pentru care geneza lor se pune pe seama antecedentei sau epigenezei. Un exemplu elocvent în acest sens îl reprezintă Valea Târnavei Mari la Sighișoara, care pe lângă îngustimea care o caracterizează, mai este și una meandrată de tip încătușat (fig. 6 36).

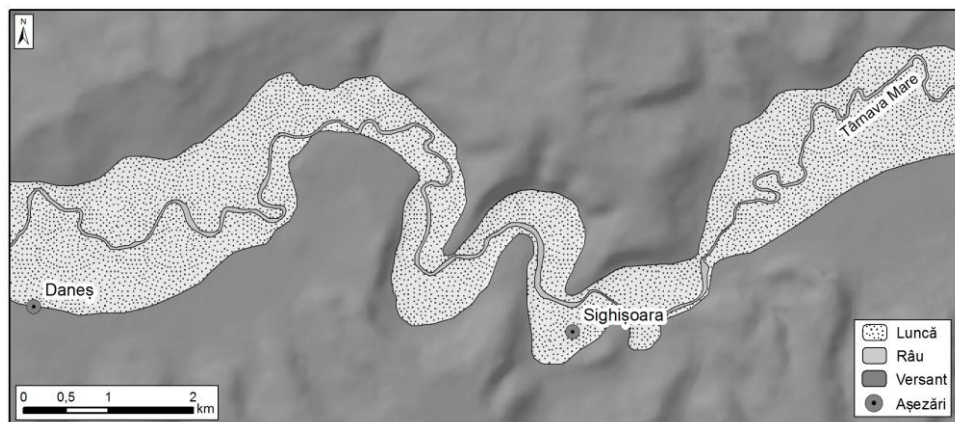


Fig. 6. 36. Meandrele de vale ale Târnavei Mari la Sighișoara

Albiile împletite sunt caracterizate de prezența mai multor canale (brațe), care se reunesc și se despart din loc în loc; pentru categorisirea lor se utilizează valorile coeficientului de împletire sau the braiding index (B_i), care este un raport între dublul sumei lungimii insulelor și/sau a brațelor râului și lungimea râului, măsurată de-a lungul albiei principale (Brice, 1964). În categoria râurilor din Depresiunea Transilvaniei, care prezintă sectoare cu astfel de albie, se remarcă majoritatea râurilor principale. Trebuie precizat că nu putem vorbi de albie împletite, pe sectoare extinse, în adevăratul sens, de genul celor existente pe râurile din Subcarpații Moldovei (Râșca, Moldova, Ozana, Cracău, Bistrița, Tazlău, Trotuș etc.). Aceasta deoarece este vorba mai mult de sectoare meandrate, prevăzute și cu despletiri ale albiei pe distanțe scurte. De cele mai multe ori la despletirea albiei contribuie unu sau cel mult două ostroave. Deoarece ele nu sunt întotdeauna fixate cu vegetație le consider sectoare de albie împletite și nu anastomozate.

Cauzele formării albiilor împletite sunt variate, așa cum se observă în lista propusă de Fahnestock (1963): maluri ușor erodabile, variația rapidă a debitului lichid, debit solid abundent, granulometria depozitelor, declivitate mare a albiei, incompetența locală a scurgerii etc. Inițierea procesului de împletire își are originea în partea centrală a albiei, acolo unde are loc acumularea de material grosier sub formă de banc, ce evoluează ulterior într-un ostrov emers, care se poate transforma într-o insulă (Leopold și Wolman, 1957); dacă aceasta este stabilizată apoi cu vegetație are loc trecerea la anastomozare. În Depresiunea Transilvaniei, existența sectoarele de albie împletite se leagă îndeosebi de prezența debitului solid, adus de

diverși afluenți, ai râurilor principale sau adus chiar de acestea din Munții Carpați, și depus apoi pe sectoarele unde condițiile locale favorizează acumularea. La aceasta se adaugă și variațiile declivității, de la un sector de albie la altul.

Morfologia albiilor împletite este una dominată de formațiuni denumite ostroave (fig. 6. 37). Ele sunt formațiuni de pat aluvial, care au lungimea de același ordin de mărime cu lățimea albiei și înălțimea de același ordin cu adâncimea medie a scurgerii care le generează (Ichim et al., 1989). Sursa citată menționează că, ostroavele se formează în toate tipurile de aluviuni, dar că cele alcătuite din prundișuri (pietriș amestecat cu nisip) predomină și au stabilitatea cea mai mare. Se remarcă în acest sens cele ale Someșului (pe sectoarele: Căpâlna – Fodora, Lemniu – Letca, Băbeni - Ciocmani), Someșului Mare (pe sectoarele: Salva – Mocod, Piatra – Săsarm), Șieului (pe sectorul Șieu-Sfântu - Șintereag) Mureșului (pe sectoarele: Ideciu de Jos – Reghin, Micoșlaca – Păgida), Târnavei Mari (pe sectorul Micăsasa - Mănărade) și Oltului (pe sectorul Veneția de jos - Hălmeag).

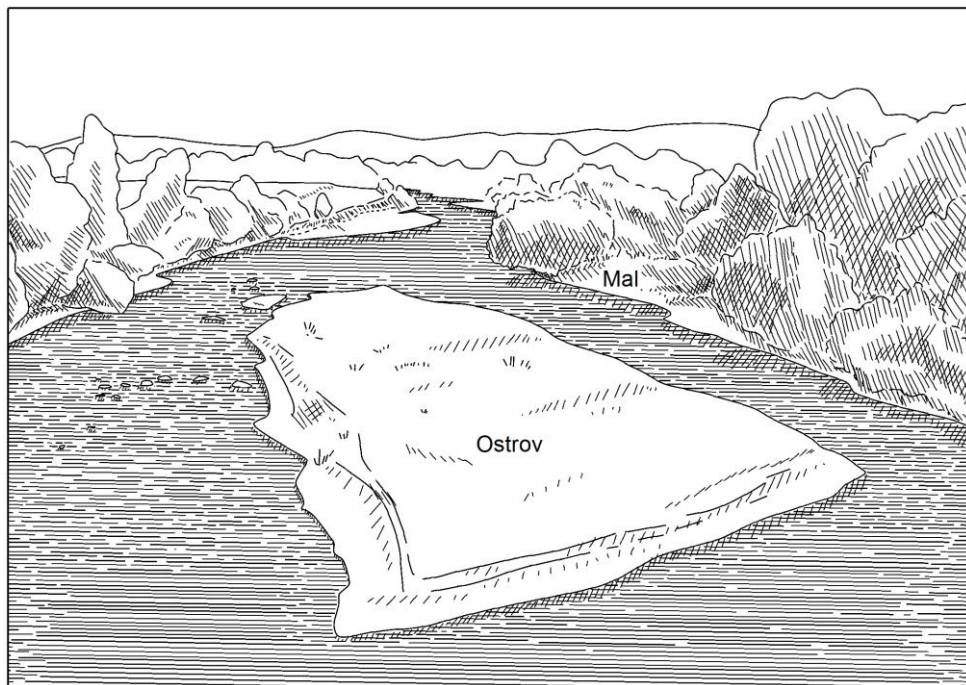


Fig. 6. 37. Ostrov în albia Târnavei Mari, la Micăsasa

Sub aspect sedimentologic ele sunt alcătuite din două unități (Bluck, 1976, 1982, citat de Ichim et al., 1989): platforma ostrovului sau baza (reprezintă partea înrădăcinată în depozitele grosiere ale patului albiei) și supraplatforma sau partea expusă deasupra nivelului apei (poate la ape mari să ajungă și ea submersă).

Dintre clasificările ostroavelor se remarcă cea propusă de Bluck (1976). El face distincția între ostroavele laterale (specifice albiilor sinuoase) și ostroavele mediale sau romboidale (caracteristice albiilor împletite). Fiecare ostrov are un vârf, în partea extremă din amonte, și o frunte în partea extremă din aval. Vârful este alcătuit predominant din aluviuni de dimensiuni mari, în timp ce fruntea are în componență particule mai fine. Tipice sunt în acest sens ostrovele din albia râului Someșului (sectorul Băbeni – Ciocmani) sau cele ale Oltului (sectorul Veneția de jos - Hălmeag).

Morfologia în plan a albiilor împletite este controlată de formarea ostroavelor de acumulare de tip romboidal sau median, a căror compoziție granulometrică prezintă variații de la praf și argilă, până la nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă (Rădoane et al., 2001).

O astfel de morfologie este posibilă doar la pante mari ale albiei și debite solide abundente, condiții în care cantitățile de aluviuni, în surplus, nu pot fi transportate, fără să se înregistreze o creștere a debitului lichid; răspunsul albiei la tranzitul unei cantități mari de aluviuni este stocarea unei părți din acestea în ostroave, fapt care determină împletirea albiei (Ichim et al., 1989).

Albiile anastomozate, reprezintă o variantă aparte a celor împletite. Diferența este dată îndeosebi de panta mai redusă, o mai mare stabilitate a albiei, coezivitatea malurilor, transport predominant în suspensie și brațe divizate de insule acoperite cu vegetație; lățimea insulelor trebuie să fie de peste trei ori mai mare decât lățimea albiei ocupate de apă la debite medii (Ichim et al., 1989). Ca exemplu poate fi dată albia râului Târnava, sectorul Blaj – Mihalț, unde la geneza insulelor fixate de vegetație a contribuit debitul solid, adus de cele două Târnave (Mare și Mică, care își au confluența la Blaj), pe fondul variațiilor semnificative de debit, îndeosebi în timpul viiturilor, care în punctul de confluență ajung decalat. Dimensiunile insulelor ajung în acest caz până la valori de 500 m, pentru lungime, și 90 m, pentru lățime, fiind printre cele mai mari din Depresiunea Transilvaniei.

Alături de sectorul de râu menționat albiile anastomozate sunt specifice și altor râuri (fig. 6. 38): Someșului (sectoarele Glod – Rus), Someșului Mare (sectorul Coldău – Cristești Ciceului), Someșului Mic (sectoarele: Apahida – Jucu de Mijloc, Bonțida, Iclod, Gherla – Petrești), Șieului (sectorul Arcalia - Șirioara), Mureșului (sectoarele: Deda – Vălenii de Mureș, Petelea – Gornești, Ungheni – Chirileu, Gura Arieșului – Uioara de Sus), Arieșului (sectoarele: Moldovenești - Mihai Viteazu, Câmpia Turzii – Luna), Târnavei Mari (sectorul Copșa Mică - Micăsasa) etc. Prezența în albia Târnavei Mari, a insulelor fixate cu vegetație, în aval de Copșa Mică, acolo unde are loc confluența cu râul Visa, este favorizată și existența unui debit solid însemnat, adus de acest râu din Podișul Hârtibaciului și Podișul Secașelor.

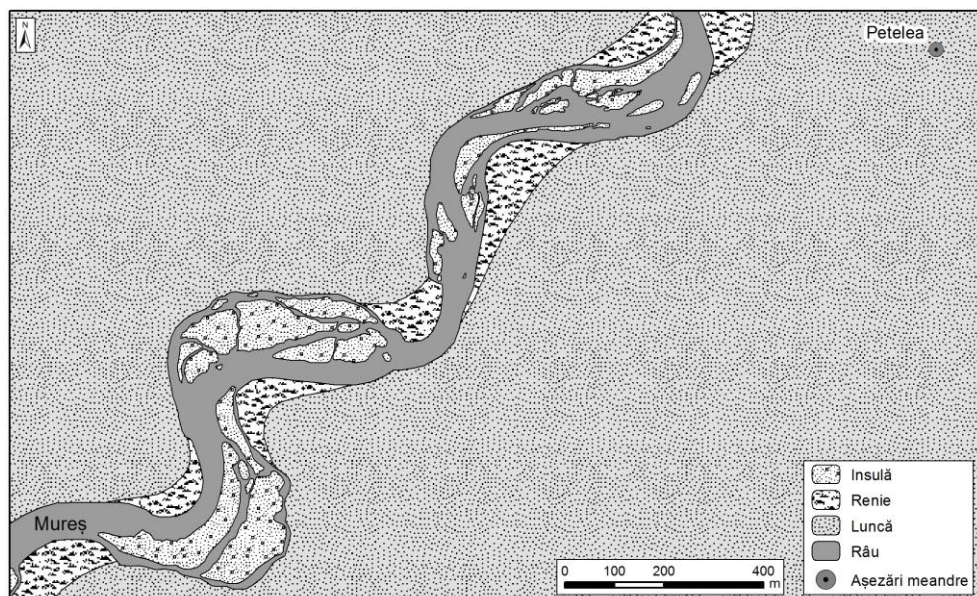


Fig. 6. 38. Albia anastomozată a Mureșului la Petelea

Cele trei tipuri de alpii menționate nu sunt întâlnite întotdeauna separat în teren, existând și cazuri, când pe sectoare meandrate pot exista despletiri locale ale albiei, datorită prezenței ostroavelor. Elocventă este în acest caz albia Târnaviei, a Mureșului (sectorul Gura Arieșului – Uioara de Sus), precum și a Arieșului. În același timp, evoluția unor sectoare de albie împletite spre anastomozare, va face ca informațiile furnizate în această secțiune a lucrării să piardă din exactitate

Urmărirea tipologiei albiilor din depresiune, și a formelor specifice, evidențiază că una din cele mai active secțiuni, din cadrul domeniului fluvial de modelare, este reprezentată de acestea. Cele mai instabile alpii sunt cele formate în depozite aluviale, morfologia lor schimbându-se substanțial pe măsură ce debitul, aprovizionarea cu sedimente și alți factori variază, deoarece aluviunile nu rezistă la eroziune (Hugget, 2005).

6.3.2. Luncile

În cadrul culoarelor de vale, alături de alpii, sunt prezente luncile fluviale. Ele au aspectul unor fâșii de teren, rămase de o parte și de alta a cursurilor de apă, datorită organizării dinamicii fluviale la un alt nivel, mai coborât altitudinal, din cauza adâncirii râurilor. Pe suprafața luncii procesele de albie sunt practic inexistente, ea fiind acoperită de ape doar la debite catastrofale. Se întâlnesc în schimb procese legate de stagnarea apei în bălți, lacuri și meandre părăsite.

Geneza. Formarea luncilor din depresiune a început inițial cu adâncirea și extinderea laterală a patului aluvial, urmând ca apoi, acesta să fie umplut cu depozite și transformat în albie majoră. Pe măsură ce aceasta nu a mai fost supusă modelării hidrologice, din cauza adâncirii râurilor și secționării depozitelor aluviale, pentru a se stabili la alt nivel (cel al albiilor actuale), fostele albiile majore s-au individualizat ca trepte și au trecut în categoria luncilor. Prin extinderea, morfologia și particularitățile hidrologice care le caracterizează, luncile din depresiune, sunt incluse în categoria teraselor (terasa întâi), atunci când are loc inventarierea acestora.

Geneza luncilor a avut astfel loc în condițiile atingerii locale a unui stadiu de echilibru morfodinamic, când râul și-a concentrat energia, de care dispune, pentru transportul apei, al aluviunilor și pentru a eroda la malurile concave (Ielenicz, 2005). În condițiile în care râurile meandreză la malul convex se dezvoltă renii, care cu timpul sunt integrate și ele luncii. Dovada cea mai evidentă, a începutului maturității unui râu, este tendința lui de a-și dezvolta un fund de vale plat (Strahler, 1973), afirmație valabilă pentru majoritatea râurilor din depresiune.

Întreaga suită de procese, care au contribuit la formarea luncilor, cu toate că are la bază cauze complexe, a fost direcționată de două variabile principale: schimbările climatice și mișcările tectonice. Sub aspect climatic au fost decisive variațiile temperaturii și a precipitațiilor, înregistrate începând cu sfârșitul ultimului mare interglaciar (Eemianul) și până în prezent, când încă continuă, la intensități reduse, procesul de formare a luncilor. Mișcările tectonice fiind preponderent pozitive au favorizat pe de o parte eroziunea în Munții Carpați, acolo de unde provin principalele râuri transilvane, iar pe de alta incizia albiilor, prin raportare la nivelurile de bază aflate în coborâre, existente în afara depresiunii.

Sfârșitul ultimului mare interglaciar (Eemianul) și începutul ultimului glaciar (Weichselianul – echivalentul glaciațiunii Würm în Munții Carpați) sunt caracterizate de existența inciziilor la nivelul albiilor (Pendea, 2005). Practic în această perioadă are loc secționarea substratului, pentru crearea spațiului necesar agradării, care v-a avea loc în timpul și spre sfârșitul ultimei perioade glaciare.

Prezența în partea inferioară a luncii a pietrișurilor și bolovănișurilor, depuse începând cu Ultimul Maxim Glaciar (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), indică foarte clar că săparea fundului văii a avut loc anterior acestei perioade de maximă deteriorare climatică (Weichselian sau Würm, aprox. 120.000 – 11.700 ani BP) (Feier, 2010).

Pentru Pleniglaciarul Mijlociu (înainte de Ultimul Maxim Glaciar) cea mai mare parte a râurilor din Europa au cunoscut o etapă cu o puternică agradare verticală (Mol et al., 2000), într-un regim tipic de despletire (Pendea, 2005).

Printre cauze se numără și caracterul efemer al modelării fluviale din aceeași perioadă, prevăzută cu numeroase fluctuații în agradarea verticală a albiei, pe

fondul existenței unui substrat înghețat sezonier și a unor condiții de permafrost instabil (Mol et al., 2000). Predominarea albiilor despletite, caracterizate de o agradare verticală substanțială, a determinat pe parcursul acestei etape, formarea unui pat hidraulic grosier, ce poate depăși 10 m în cazul râurilor principale (Pendea, 2005). Conform autorului citat, cu toate că agradarea a fost specifică și râurilor autohtone depresiunii, ea a fost mai atenuată, fiind influențată de caracterele geologice ale formațiunii sursă; materialele acumulate în această etapă sunt mai grosiere, în comparație cu cele de la partea superioară și uneori chiar cu cele de la partea inferioară.

Procese de agradare a albiilor continuă și pe parcursul Ultimului Maxim Glaciar, cu toate că erau condiții specifice unui climat arid (Vandenberghe, 1993; Pendea, 2005).

În Glaciarul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului) are loc instaurarea, pe scară generalizată, a unui regim de meandrare a râurilor în Europa, întrerupt pe alocuri de scurte perioade de incizie (Pendea, 2005). În acest context morfoclimatic, pe fondul creșterii temperaturilor, debitul solid se reduce mult, cel lichid descrește și el, datorită creșterii evapotranspirației, dar nu în aceeași manieră (Vandenberghe, 1993). O variabilă importantă, ce a intervine ulterior, a fost reprezentată de vegetație, care consolidând malurile și reducând mult eroziunea laterală, obligă râurile să meandreze (Pendea, 2005).

Instaurarea unui climat temperat, începând cu Holocenul (Boreal), a favorizat continuarea procesului de meandrare, pe fondul existenței în continuare a unor condiții favorabile agradării albiilor, care s-au menținut și în Holocenul Mediu (Atlantic) (Pendea, 2005).

Spre sfârșitul Holocenului nivelul aluvial format începe să fie detașat sub formă de terasă, fiind în continuare periodic aluvionat, datorită existenței unor intervale cu viiturilor și ape mari.

Morfologia. Cu toate că luncile se prezintă sub forma unor fâșii, de terenuri joase și relativ netede, dispuse de o parte și de alta a albiei, ele au o morfologie proprie rezultată în urma proceselor de meandrare (formarea reniilor în volute), de sedimentare a materialelor aduse de viituri, de acumulare a materialelor provenite de pe versanți și terase, de intervenția ulterioară a omului etc.

Urmărită în profil transversal, morfologia luncii se remarcă printr-o ușoară ridicare altitudinală, în vecinătatea albiei, determinată de aluvionările de la viituri și ape mari, care au depus materialele cele mai recente, cât mai aproape de râu sub formă de grinduri de mal și renii; alături de aceasta sunt și alte forme pozitive prezente sub formă de martori, proveniți din foste insule, ostroave, fragmente de terase de luncă, rezultate din dedublarea acesteia etc. Se adaugă apoi și forme negative, care nu sunt altceva decât vechi albiei părăsite, de obicei din categoria

meandrelor abandonate. În același timp, suprafața luncii înclină și dinspre versanți spre partea centrală a culoarului de vale.

În funcție de factorii genetici participanți (geomorfologici, neotectonici, de nivel de bază etc.) luncile râurilor din depresiune se diferențiază ușor de la un bazin la altul, însă au câteva caractere comune, reflectate în cele patru sectoare morfo-funcționale, clar individualizate: albia minoră, grindurile laterale, microdepresiunea șesului inundabil la viituri și tăpșanul coluvio-proluvial (Pendea, 2005). Acesta din urmă este rezultatul depunerii materialelor aduse de pe versant sau de pe terase, de către ravene și torenți, la care se adaugă corpurile alunecărilor de teren, care ajung până pe suprafața luncii; depozitele din componența lui au o granulometrie variată și o structură haotică.

Există și situații în care pe anumite sectoare lunca este dedublată, prin apariția unei a doua trepte, cu o morfodinamică mai accentuată, situată la 0,5 – 2 m altitudine, față de albia minoră. În astfel de situații ea se numește lunca joasă (0,5 – 2 m altitudine relativă) și este localizată îndeosebi în convexitățile meandrelor și în ariile de confluență (Pendea, 2005). Fiind mai joasă decât nivelul general al luncii, această treaptă este mult mai instabilă, sub aspectul dinamicii proceselor geomorfologice, deoarece este mai des inundată. Se remarcă în acest sens lunca Mureșului (sectorul Ocna Mureș – Alba Iulia), Arieșului (sectorul Câmpia Turzii – Gura Arieșului) etc.

Atunci când lunca joasă lipsește, lunca propriu-zisă sau înaltă are o altitudine relativă de 2 – 3 m și doar rareori de 4 – 5 m. Ajunsă la această altitudine relativă, lunca apare detașată ca o treaptă morfologică clară, în cadrul culoarelor de vale; procesele geomorfologice sunt în general diminuate, ceea ce-i conferă un caracter de relativă stabilitate morfodinamică (Pendea, 2005).

Un caz aparte îl constituie luncile dezvoltate, ale unor râuri de ordinul 1 sau 2 (în sistemul Horton-Strahler), cunoscute sub denumire de văi incompetente sau umplute, cum sunt de exemplu cele din Câmpia Transilvaniei. Aceste văi, cu caracter torențial inițial, au fost preluate de modelarea periglaciara, parcurgând în cadrul acesteia un proces secvențial de agradare (Mac și Pendea, 2002). Conform autorilor citați, mecanismul de formare a luncilor a implicat, în acest caz, supraînălțarea continuă a paturilor de albie, cu materiale provenite de pe versant. Acestea din urmă au fost rezultatul proceselor periglaciare de tipul pluviodenudației, denudării peliculare, alunecărilor de teren, curgerilor noroioase, deraziunii etc., iar o dată ajunse în albie, datorită incapacității curenților de apă de a le prelua în totalitate, s-au acumulat umplând și supraînălțând partea inferioară a văilor.

Structura luncii, pentru majoritatea râurilor din depresiune, cuprinde doi membri distincți (Pendea, 2005) (fig. 6. 39):

- **membrul inferior** este alcătuit dintr-un amestec de pietrișuri aluviale și galeți într-o matrice nisipoasă. Pentru râurile de proveniență carpatică pietrișurile

sunt în general bine rulate mergând până la rotunjire, fapt care atestă proveniența lor din bazinul superior montan. În schimb pentru râurile autohtone, depozitele acestui membru sunt influențate de litologia locală, elementele grosiere lipsind; între aluviunile grosiere există pe alocuri și intercalații lenticulare de mături sau chiar nisipuri, provenite din vechile grinduri și insule ale albiei din timpul când era împletită. La partea inferioară a acestui membru se află fundamentul luncii, alcătuit din roci în loc, nederanjate de către modelarea fluvială, reprezentate de marne, argile, nisipuri, gresii, conglomerate, tufuri etc., de vârstă panoniană, sarmațiană, badeniană, burdigaliană etc. Către partea superioară a orizontului se remarcă treceri gradate de la pietriș la nisip și nisip fin argilos, ca efect al tendinței de echilibrare a proceselor de albie și de modificare a regimului de scurgere, odată cu înălțarea luncii în formare.

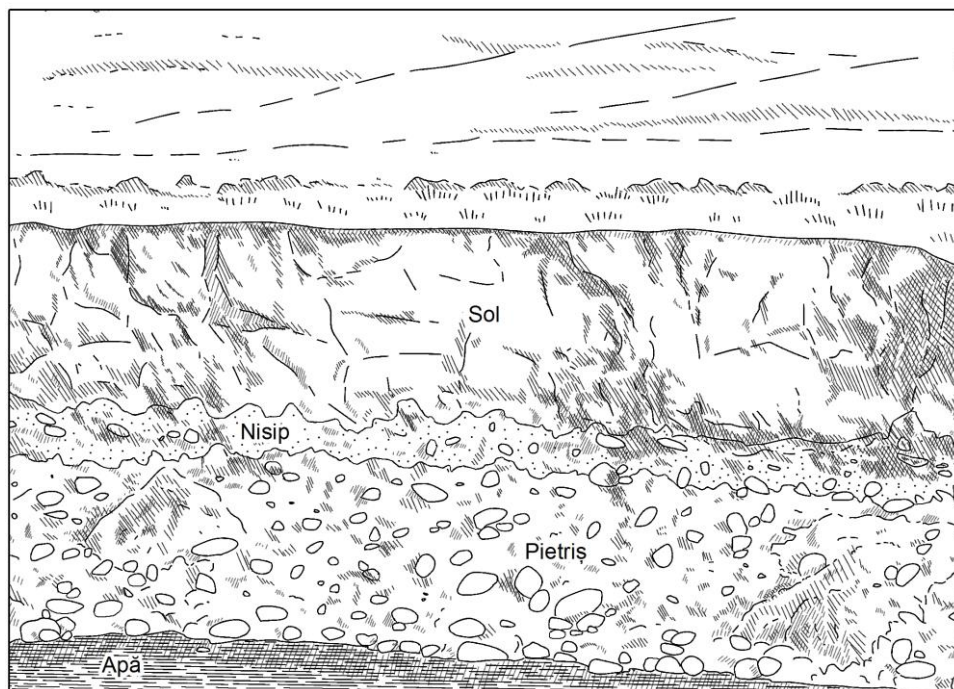


Fig. 6. 39. Structura luncii râului Poiana (la Poiana Blenchiei)

- **membrul superior** este caracterizat de predominarea fracțiunilor granulometrice fine (nisipuri, silturi și mături), pe fondul absenței pietrișurilor; formarea lui corespunde cu etapa aluvionării în suspensie, ce încheie ciclul funcțional al albiei majore, în regim cu revărsări succesive. Alături de materialele aduse de râuri, în cadrul acestui membru sunt prezente și materiale provenite de pe versanți, datorită proceselor torențiale de scurgere a apei, care au avut loc atât în condiții periglaciare, cât și în condiții de modelare actuală, pe fondul intervenției

antropice asupra învelișului vegetal și edafic. La partea superioară a acestor depozite s-a desfășurat procesul de pedogeneză, cel în urma căruia s-a format solul. Alături de solul actual, aflat la zi, în cadrul luncilor din depresiune există și orizonturi de soluri îngropate. Acestea s-au format imediat după formarea luncilor, în timpul Optimului Climatic Holocen, dar au fost ulterior acoperite de materiale aduse de viituri sau provenite de pe versanți. Soluri îngropate de acest tip sunt specifice atât luncilor râurilor transilvănene, de proveniență carpatică, cât și celor autohtone: Gădălin, Pârâul de Câmpie, Comlod, Brâglez etc.

Deosebirile litologice și granulometrice, dintre cele două orizonturi, sunt puse pe seama trecerii de la aluvionarea specifică albiilor cu pat hidraulic grosier, la aluvionarea de luncă, cu materiale în suspensie, în condiții de revărsări succesive, odată cu detașarea luncii ca treaptă morfologică (Popescu, 1990). Mai trebuie semnalat că, modificări în alcătuirea orizontului superior sunt introduse și de aporturile laterale ale afluenților, precum și de materialele provenite de pe versanți.

Structura fiecărei lunci oferă informații prețioase despre modul și condițiile de formare; de exemplu mărimea galeților din orizontul inferior se reduce dinspre amonte spre aval, odată cu scăderea competenței de transport a râurilor. Grosimea depozitelor de luncă este în funcție de calibrul văii, de lățimea luncii, de dinamica paleoalbiilor, la care se adaugă o serie de factori locali (structura, litologia, prezența unor confluente etc.).

Diferențieri regionale. În Depresiunea Transilvaniei luncile sunt bine dezvoltate, fiind întâlnite atât pe văile principale, cât și de-a lungul afluenților acestora.

Lățimea luncilor variază în primul rând din amonte spre aval, în funcție de modificarea debitului, dar și în funcție de unele condiții locale, impuse de prezența unor structuri de tipul cutelor diapire. De exemplu, în cazul Târnavei Mici, lunca are o lățime de 1,3 km în amonte de sectorul cutelor diapire de la Petrisat, pentru ca la traversarea acestora să fie foarte îngustă (0,1 km), adică aproape inexistentă. În aceeași situație se află și lunca Someșului Mic, ai cărei lățime se reduce de la valori de 2,3 km la Someșeni, la valori de 1,1 km la Apahida, unde secționează anticlinale aparținătoare fascicolul diapir vestic; același râu prezintă apoi în aval sectoare de luncă cu lățimi considerabile (2,6 km la Bonțida), suprapuse sinclinalelor.

Sub aspectul lățimii luncile variază de la câțiva zeci de metri, în cazul râurilor secundare sau a celor principale, pe sectoarele de îngustare, până la peste 3 km, pentru râurile principale.

Cele mai extinse lunci, cu lățimi de ordinul kilometrilor, sunt specifice râurilor transilvane de proveniență carpatică: Someș (3,1 km la Coplean), Someșul Mare (3,2 km la Uriu), Someșul Mic (2,2 km la Petrești), Mureș (3,3 km la Ernei), Arieș (2,1 km la Luna), Șieu (2,2 km la Șintereag), Niraj (2,1 km la Acățari), Târnavă (1,9 km la Crăciunelu de Jos), Târnavă Mare (1,4 km la Micăsasa), Târnavă Mică (1,7 km la

Sânmiclăuș), Olt (2,4 la Mândra), Homorodul Mare (0,8 km la Ionești), Cibin (1,1 km la Bungard) etc. Tot în categoria râurilor, cu lunci dezvoltate, raportat la debitul care îl au, se încadrează și cele cu izvoare în depresiune: Agrij (0,9 km la Creaca), Almaș (1,5 km între Chendremal și Sânmihaiu Almașului), Nadeș (0,3 km la Baciul), Lonea (0,6 km la Luna de Jos), Borșa (1,2 km la Răscruci), Fizeș (0,7 km la Fizeșu Gherlii), Meleș (0,7 la Nușeni), Pârâul de Câmpie (0,6 km la Roșiori), Comlod (0,9 la Căpușu de Câmpie), Luțu (1,1 la Dedrad), Fărău (0,4 km la Fărău), Hârtibaciu (1,5 la Hosman), Calva (0,4 km la Buia), Felmer (0,4 la Hălmeag), Valea Mare (0,5 km la Dacia), Visa (0,5 km la Șeica mare), Secașul Mare (0,8 km la Cut), Secașul Mic (0,7 km la Colibi) etc. Luncile acestor râuri, alături de lățimile considerabile, au și o pantă redusă cuprinsă între 0,5 și 1,5 m/km.

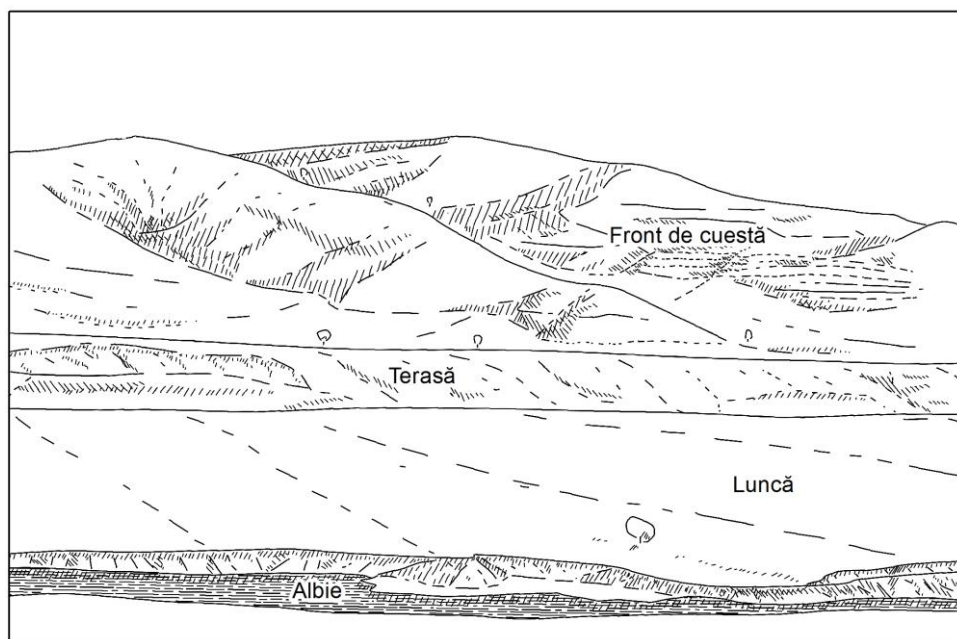


Fig. 6. 40. Lunca Târnavei în aval de Blaj

Cele mai înguste lunci sunt caracteristice râurilor secundare, dar pe anumite sectoare și celor principale, îndeosebi când acestea traversează sectoare de chei, defileu sau de structuri anticlinale. Chiar dacă pe sectoarele înguste râurile nu au lunci, după depășirea lor văile se largesc considerabil, prezentând șesuri aluviale dezvoltate (fig. 6. 40). În această categorie se înscriu râurile care se scurg din Podișul Purcăreț Boiu Mare, spre sud, și traversează orizonturile de calcare eocene: Valea Ascunsă (atât în amonte cât și în aval de Ciula), Valea Purcărețu (în aval de Purcăreț), Valea Secăturii (în aval de Luminișu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba) sau cele care

traversează aliniamentul cutelor diapire vestice: Someșul Mic, Mureșul, Târnava Mică, Târnava Mare, care pe sectoarele amintite au lunci cu lățimi care nu depășesc câteva zeci sau sute de metri.

Cu toate că apar pe ambele părți ale râurilor, luncile nu sunt dezvoltate uniform, ci în funcție de meandrarea albiei și de aportul materialelor provenite de pe versanți, primesc extensiuni variabile alternant, de o parte și de alta a cursului de apă. Abaterea râurilor în cadrul culoarelor de vale transilvănene, spre unul dintre versanți, pe fondul procesului de meandrare, determină astfel ca luncile să fie asimetrice, prin raportare la albie.

Concluzii. Luncile din depresiune au o vârstă tardiglaciuar-holocenă, iar detașarea lor ca trepte, în cadrul văilor, a avut loc în Holocenul Superior (Pendea, 2005), cu variațiile de rigoare de la un râu la altul. După autorul citat, începutul depunerii formațiunilor aluviale grosiere este dat ca sigur în Glaciuarul Târziu, atât pe râurile mari, de proveniență carpatică, cât și pe cele autohtone. Existența unor perioade de supraaluvionări, atât în etapa post-neolitică, cât și în zilele noastre, înseamnă că procesul de formare al luncii este în curs.

În Depresiunea Transilvaniei, alături de aluviunile aduse din Carpați, râurile și-au construit luncile în condițiile unui aport substanțial de materiale provenite de pe versanți, datorat modelării periglaciare, pe fondul unei rate reduse de evacuare a lor din albie (Mac și Pendea, 2002).

Luncile râurilor din depresiune constituie forma maturizată a actualului ciclu aluvial (Pendea, 2005). Prezența numeroaselor meandre părăsite, rămase sub forma unor paleoalpii, la nivelul luncilor, demonstrează că ele au funcționat în trecut ca alpii majore, dezvoltate și extinse pe întreaga suprafață a părții inferioare a culoarelor de vale.

6.3.3. Terasele

Prezența unui spațiu depresionar, în cadrul Munților Carpați, de talia Depresiunii Transilvaniei, umplut cu formațiuni sedimentare de diferite vârste, supus mișcărilor tectonice și neotectonice, pe fondul variației condițiilor climatice, a determinat formarea unui relief fluvial aparte. În cadrul acestuia se remarcă, indiferent de unghiul de abordare, terasele fluviale.

Cu alte cuvinte, adâncirea râurilor, în formațiunile sedimentare ale depresiunii, a determinat existența unor văi largi, în cadrul cărora alături de versanți, alpii și lunci, unul dintre elementele de specificitate îl constituie trasele fluviale.

Datorită morfologiei pe care o au, terasele fluviale reprezintă forme de relief cu aspect de trepte alungite, prezente în cadrul văilor. Ele nu sunt altceva decât foste lunci, care în urma adâncirii râului și stabilizării lui la alt nivel, au rămas suspendate sub formă de trepte morfologice.

6.3.3.1. Geneza, cauzele formării și vârsta teraselor

Geneza teraselor din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul dinamicii specifice a albiilor și a evoluției luncilor. Până în prezent, de fiecare dată după formarea luncilor râurile s-au adâncit, în conformitate cu un nou nivel de bază, și și-au creat noi albii majore. Ele nu sunt foarte dezvoltate, în momentul de față, comparativ, de exemplu, cu albiile majore ale râurilor de la exteriorul Carpaților, deoarece incizia fluvială, pentru formarea actualei lunci a fost destul de recentă. Probabil în viitor, pe măsură ce procesele de eroziune laterală vor conduce la diminuarea suprafeței luncilor, albiile majore vor avea suprafețe mai extinse, se vor umple cu materiale depuse de râuri, iar la o nouă adâncire a acestora ele vor ajunge la stadiul de luncă, comparativ cu care, lunca actuală va apărea suspendată, sub formă de terasă. Trebuie reținut că, fiecare luncă nouă se va forma spațial în detrimentul celei vechi.

În depresiune această alternanță, a eroziunii și a acumulării, s-a repetat ciclic începând cu sfârșitul Pliocenului, determinând existența, în culoarele de vale a principalelor râuri, a 3 – 4 terase, iar în cazuri excepționale chiar mai multe (8 - 9).

Structura teraselor este asemănătoare cu cea a luncilor din care au provenit. Cu excepția celor formate integral din aluviuni, terasele din depresiune au un fundament, alcătuit din rocile in situ, peste care urmează un strat aluvionar, alcătuit din pietrișuri rulate, pentru ca la partea superioară să existe un orizont de argilă aluvială, depus în faza când podul terasei funcționa ca albie majoră și apoi ca luncă. Alături de acestea, la contactul cu versanții sau cu o terasă superioară, se găsesc depozite coluviale, datorate scurgerii pe versant și alunecărilor de teren. La partea superioară a depozitelor, ce intră în componența teraselor, se formează soluri fertile. Dacă de pe terasele sculptate în roca în loc lipsesc orizonturile cu aluviuni, înseamnă că au fost îndepărtate ulterior prin eroziune.

Cauzele formării teraselor. După cum s-a menționat anterior, geneza lor este legată de dinamica albiilor, care pe de o parte aluvionează și construiesc depozite, iar pe de alta, prin adâncirea râurilor le lasă suspendate sub formă de lunci și terase. În depresiune, pe parcursul formării întregii suite de terase, dinamica albiilor a fost controlată în principal de schimbările climatice și mișcările tectonice.

Schimbările climatice au intervenit, în procesul de formare a teraselor fluviale, îndeosebi prin modificarea modului de lucru a agenților externi, cei care controlează raportul debit lichid – debit solid. Efectele schimbărilor climatice s-au simțit cel mai evident, atunci când s-au manifestat prin alternanța unor perioade de răcire cu unele de încălzire, așa cum s-a întâmplat în Cuaternar (Pleistocen și Holocen).

Asemenea schimbări au determinat scoaterea râurilor din echilibru, pentru ca ulterior ele să se stabilizeze, la un nou nivel, fapt care a însemnat formarea unei noi albii majore, care ulterior a devenit luncă, iar apoi terasă.

Alături de influențele pe care le introduc, în dinamica albiilor, schimbările climatice au influențat-o și pe cea a versanților, de pe care provin aluviunile ce alcătuiesc terasele.

Luate împreună, toate schimbările climatice, care au avut loc începând cu sfârșitul Pliocenului, dar mai ales desfășurarea ciclică a lor, așa cum s-a întâmplat în timpul Cuaternarului, când a avut loc o succesiune de perioade glaciare și interglaciare, au permis acumulări în albiile majore și adânciri succesive ale râurilor.

Schematic lucrurile s-au putut desfășura în felul următor: în interglaciar, pe măsură ce a avut loc trecerea de la un climat uscat și mai cald spre unul mai rece și mai umed, caracteristic glaciului care urmează, s-a produs creșterea debitelor și a aluvionării în albiile majore; procesul a continuat și la începutul glaciului pe măsură ce cantitatea de aluviuni a crescut, ca rezultat al intensificării dinamicii proceselor geomorfologice de pe versanți; în continuare, după ce a fost atins maximul glaciuar, climatul devine mai arid, pe măsură ce se apropie un nou interglaciar, fapt care determină scăderea debitelor râurilor și a intensității proceselor de pe versant; chiar dacă debitele au fost mai scăzute, reducerea cantității de aluviuni transportate le-a conferit energie liberă, pe care au folosit-o pentru a eroda, lucru soldat cu adâncirea lor; efectul adâncirii este părăsirea albiei majore care ajunge în condiția de luncă; repetarea oscilației climatice, adică venirea unui nou glaciuar urmat de un alt interglaciar, va determina, la finalul celui de-al doilea ciclu, formarea unei noi lunci în detrimentul celei existente, care trece în categoria teraselor. Analizate la nivel local terasele prezintă diferențieri dictate de debitele râurilor, rocile în care sunt sculptate, dinamica proceselor de pe versant etc.

Mișcările tectonice din depresiune au rămas în continuare pozitive și după ultima exondare de amploare, care a avut loc la sfârșitul Pannonianului. Ele au fost influențate direct de cele care au avut loc în Munții Carpați și au determinat antrenarea pe verticală și a spațiului depresionar; producerea acestor mișcări a contribuit la formarea teraselor prin adâncirea râurilor.

Deoarece nivelul de bază, la care se raportau râurile din depresiune, era încă de la începutul formării teraselor în afara acesteia, în teritorii în care mișcările tectonice erau fie mai reduse, fie de semn contrar (Someșul, Crișul Repede și Mureșul se raportau la nivelul Câmpiei Pannoniei, iar Oltul la nivelul Câmpiei Române), râurile au fost nevoite să-și ajusteze dinamica, atât la noile niveluri de bază, cât și noile niveluri altitudinale, pe care le atingeau odată cu ridicarea suprafeței bazinelor hidrografice; comparativ cu situația din depresiune, în Munții Carpați, acolo unde își au cursurile superioare râurile principale, mișcările tectonice au avut o amploare sporită, fapt care a determinat ridicări cu amplitudini de 500 – 1000 m (Geografia României, I, 1983).

Mișcările tectonice, de tip orogenic, au stimulat geneza teraselor îndeosebi în fazele de ridicare, când a avut loc adâncirea râurilor și ajungerea albiilor majore la stadiul de lunci, iar luncile preexistente au trecut în categoria teraselor. În timpul

fazelor de stabilitate a avut loc aluvionarea albiilor majore. Mișcările orogenetice din depresiune fiind ritmice, s-au format serii de terase.

Formarea unui număr mare de terase (7 – 8), la care se adaugă suprafețele extinse pe care le ocupă acestea, în cadrul marilor culoare de vale, a fost posibilă prin conjugarea mișcărilor tectonice cu schimbările climatice, care au avut loc în Depresiunea Transilvaniei. Practic etapelor în care s-au întrunit condiții de incizie, a materialelor acumulate în albiile majore, le-au corespuns mișcări tectonice pozitive, care nu au făcut altceva decât să favorizeze, de fiecare dată, trecerea luncilor în categoria teraselor.

Numărul și altitudinea teraselor. Amploarea mișcărilor tectonice, corelate cu procesele geomorfologice, determinate de variațiile climatice, este evidențiată cât se poate de sugestiv de numărul și altitudinile relative la care se găsesc actualmente terasele din depresiune: t_1 sau lunca 2-4 m, t_2 6-12 m, t_3 18-25 m, t_4 30-40 m, t_5 50-55 m, t_6 70-75 m, t_7 90-110 m, t_8 130-140 m, t_9 160-200 m (Morariu și Gârbacea, 1960; Morariu și Donisă, 1968; Savu et al., 1973; Posea et al., 1974; Geografia României, I, 1987; Pendea, 2005).

În cazul văilor mai recente, și aici mă refer la cele autohtone, se remarcă existența unui număr mai redus de terase. Diferențierile existente între treptele de terasă, reflectă variațiile condițiilor morfogenetice în care au fost perfectate. În acest sens terasele au fost grupate în două categorii: terasele inferioare (până la nivelul de 30 – 40 m, inclusiv) și terasele superioare (cu începere de la nivelul 50 – 55 m). Cele inferioare, se remarcă în majoritatea cazurilor printr-o mare extensiune în suprafață (lățimi ale podurilor de până la 500 m) și sunt prezente mai ales în depresiuni, unde apar sub formă de câmpuri etajate purtând denumirea de poderei, cu „*elemente bine conservate și cu o grosime apreciabilă a orizontului aluvionar (2-10 m)*” (Savu et al., 1973, p. 171). Terasalele superioare sunt de obicei mai slab dezvoltate și conservate (cu excepția treptelor de 90-110 m și 130-140 m), deoarece au fost distruse ulterior, prin procese de pedimentare, eroziune torențială și alunecări de teren (Savu et al., 1973).

Vârsta teraselor a reprezentat, încă de la începutul secolului XX, unul dintre cele mai importante subiecte de discuție, atunci când au fost abordate aceste niveluri fluviale din depresiune, fără ca această problemă să fie epuizată complet nici acum, la începutul secolului XXI. Această situație se menține, deoarece datări, cât de cât exacte, au fost realizate doar pentru terasele inferioare, în timp ce pentru cele superioare vârsta a fost stabilită, în lipsa unor probe obiective, care să poată fi supuse datărilor, mai mult pe baza unor deducții speculative. Chiar și în cazul datărilor realizate, pentru terasele inferioare, rezultatele sunt de multe ori contradictorii, datorită metodelor diferite folosite și a vremurilor în care au fost făcute.

Pornind de la aceste afirmații, în continuare vor fi prezentate principalele rezultate obținute, de către cercetătorii care au avut preocupări obiective, în studiul teraselor, începând cu terasa de luncă și până la terasele superioare.

Terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m altitudine relativă). Referitor la vârsta nivelului de luncă sau al terasei inferioare dovezile converg către o vârstă tardiglaciuar-holocenă. Detașarea ei ca treaptă de terasă a avut loc în Holocenul superior, cu variații locale de la un loc la altul, existând, așa cum este în cazul Mureșului Mijlociu (sectorul Ocna Mureș – Alba Iulia), râuri întârziate din acest punct de vedere (Pendea, 2005). Conform autorului citat, începutul depunerii formațiunilor aluviale grosiere, ale primei terase, a avut loc în mod sigur în Glaciuarul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului), atât pe râurile principale din depresiune, cât și pe cele de calibru mai mic (autohtone), dacă nu chiar imediat sau în timpul Ultimului Maxim Glaciuar (aproximativ 18ka BP).

În schimb ceea ce este mai dificil de încadrat cu exactitate, considerând natura erozivă a acestui eveniment, se referă la detașarea ei ca treaptă de terasă (Pendea, 2005). În condițiile în care supra-aluvionările au continuat și în epoca post-neolitică, cu extindere până în prezent (aluvionările care au loc în timpul viiturilor), se poate considera că formarea terasei I sau a luncii este un proces în desfășurare. Cu toate acestea, autorul citat precizează ca vârstă minimă pentru începutul inciziei este Bronzul Târziu-Hallstat, adică aproximativ 2.500 ani calendaristici înainte de prezent. La concluzii asemănătoare ajunge și Feier (2010) pentru stabilirea vârstei luncii Someșului Mic.

Terasa a II-a (8 – 12 m) a fost încadrată cronologic doar indirect, prin dovezi de ordin geomorfologic și prin raportarea la datările absolute ale terasei inferioare și superioare (Pendea, 2005). Sub aspectul genezei ea este o terasă glaciuară aparținând Weichselianului superior sau Würm-ului (Gârbacea, 1957; Mac, 1972; Jakab, 1979a etc.). Pendea (2005) consideră că orice vârste mai recente, decât Ultimul Maxim Glaciuar (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), pentru depunerea formațiunilor aluviale grosiere ale acestei terase este exclusă. Corelat cu ultimele depozite depuse pe terasa a III a Someșului Mic, acolo unde există datări, a căror vârstă se oprește brusc la 40 ka BP, se consideră că depozitele mai noi se depuneau deja la un alt nivel, cel al unei noi albiei majore de atunci, și anume actuala terasă a II-a (Pendea, 2005). De asemenea, apartenența formațiunilor aluviale grosiere, la perioada de maximă răcire de după 40 BP, ce a culminat cu Ultimul Maxim Glaciuar, în jurul 20 – 18 ka BP, este sugerat pe deplin și de numeroasele criostructuri evidente mai ales în partea superioară a acestei terase (Savu, 1959; Mac, 1972; Pendea, 2005).

Prin luarea în considerare și a datării cu (aprox. 27 ka BP) obținută de Pop (1971), în terasa de 15 metri a Avrigului, corespondentă aproape sigur cu terasa de 8 – 12 metri pe alte râuri din depresiune, tabloul evolutiv al acestei terase devine ceva mai concret (Pendea, 2005). Pornind de la dovezile indirecte existente, autorul citat, încadrează geneza terasei a II-a în perioada 35-20 BP.

Și în cazul studiului efectuat în cadrul Văii Someșului Mic (Feier, 2010) se consideră că incizia care a condus la detașarea terase a II-a și săparea fundului actual

al văii, ar fi avut loc în perioada de tranziție, de la Pleniglaciul Mediu (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu) la Pleniglaciul Târziu (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), ceea ce sub aspect cronologic corespunde aproximativ cu 28.000 ani BP.

Terasa a III-a (18 – 25 m). Vârsta terasei a fost obținută pornind de la dovezi cronologice bazate pe tehnologii mai noi, aplicate unor depozite supra-aluviale de natură ciclică (loess, formațiuni deluvio-proluviale, paleosoluri etc.), existente la partea superioară a acesteia (Pendea, 2005). În urma datării celor două niveluri principale de paleosol, de pe partea stângă a Someșului Mic de la Florești, autorul citat ajunge la următoarele concluzii:

- formațiunile supraaluviale ciclice rezidente pe terasa a III-a s-au format pe parcursul celei mai mari părți a Weichselianului Inferior și Mediu;

- identificarea unui marker paleopedologic subfossil, de tip parabraunerde, cu orizont diagnostic Bt foarte bine dezvoltat, de nuanță roșcată din domeniul YR, precum și meteorizarea avansată a depozitului de terasă grosier subiacent și formarea unei matrici feruginoase consistente, ne indică o vârstă eemiană a acestuia și respectiv saliană a depozitului de terasă. Formarea solului respectiv, într-unul dintre interstadiile Weichselianului inferior, este puțin probabilă, aceste soluri nefiind evidențiate în Europa în acest interval de timp. În schimb solurile de tip parabraunerde roșcate sunt o semnătură pedostratigrafică specifică Eemianului;

- posibilitatea ca formațiunea aluvială grosieră a acestei terase, ce atinge în mai multe locuri din depresiune grosimi de până la 10-12 m, să se fi depus în Weichselianul Inferior este foarte improbabilă, având în vedere natura ciclică a acestei perioade, dominată de interstadiile lungi și destul de calde (Brorup-Odderade); stadiile Herming și Rederstall fiind, în opinia autorului citat, prea scurte ca să permită acumularea unor formațiuni grosiere de dimensiunile indicate. Se consideră că glaciațiunea carpatică de vârstă Rissiană (echivalentul montan al Saalianului) a fost singura capabilă să furnizeze materiale suficient de consistente pentru a le regăsi sub formă de aluviuni grosiere asociate pe râurile transilvane. Această vârstă corespunde cu prima variantă de vârstă dată de Posea (1961) pentru profilul de la Florești (vârstă Riss pentru petrișul de terasă).

În majoritatea studiilor efectuate, asupra teraselor din diverse bazine hidrografice (Gârbacea, 1957, 2015; Posea, 1962a; Savu, 1963; Mac, 1972; Josan, 1979; Popescu, 1990; Grecu, 1992; Raboca, 1995; Sandu, 1998; Feier, 2010 etc.), autorii consideră că această terasă este de vârstă mai recentă, și anume fie din prima parte a glaciului Würm, fie din Interglaciul Eemian timpuriu (interglaciul dintre Riss și Würm din Munții Carpați). Cele mai convingătoare argumente în acest sens le aduce Feier (2010) pentru terasa a III-a din Culoarul Someșului Mic. Autoarea citată consideră că săparea fundului albiei, în care s-au sedimentat materialele terasei a III-a, ar putea fi plasată la tranziția dintre Eemian (interglaciul Riss-Würm) și

Weichselian (glaciul Würm), iar că incizia fluvială, în urma căreia a fost reliefată terasa, a avut loc tranziția dintre Wiechselianul Timpuriu și Pleniglaciul timpuriu (prima etapă tipică glaciară a ultimei glaciațiuni). Vârsta corespunde cu a doua variantă dată de Posea (1961) pentru profilul de la Florești (Würm 1 sau echivalent cu prima parte a Wiechselianului).

Terasa a VI-a (30 – 40 m) comportă și ea păreri împărțite atunci când vine vorba de perioada în care s-a format.

Dacă se consideră schema propusă de Pendea (2005), această terasă trebuie să dateze cel puțin din Riss (partea de început) sau chiar anterior acestei glaciațiuni.

Analiza unor profiluri de materiale cu fosile, cum este cel de la Uriu (Savu et al., 1970), de altfel considerat și sit reper pentru cronologia teraselor din Depresiunea Transilvaniei, sugerează prezența unui mediu de depunere, asociat unui paleocurs meandrat, cu existența de meandre părăsite. În cadrul acestora, pe fondul trecerii, de la condițiile de lac spre cele de mlaștină, a fost posibilă sedimentarea de materiale fine de tipul nisipului și argilei. După autorii citați, în aceste condiții acumularea materialelor din componența terasei a IV-a a fost încadrată la Würm 1, iar detașarea ei în interstadialul Würm1/Würm 2.

Studiile și interpretările mai noi (Feier, 2010) îi atribuie acestei terase o vârstă un pic mai veche, decât a fost propusă de Savu et al. (1970), și anume că detașarea ei ca treaptă a avut loc sfârșitul Eemianului sau chiar la tranziția dintre Eemian și Weichselian.

Interesantă este însă și părerea lui Jakab (2007), care analizând depozitele terasei de 35 – 40 m (terasa a VI-a) de la Adămuș (Culoarul Târnavei Mici), consideră că acestea sunt de vârstă Riss (Elsterian), ceea ce contrazice vârstă würmiană atribuită de Savu et al. (1970) terasei de la Uriu (terasa a VI-a) de pe Someșul Mare. Argumentele aduse de Jakab (2007) pentru vârstă rissiană sunt reprezentate de prezența concrețiunilor calcaroase (care lipsesc complet în depozitele würmiene din Depresiunea Transilvaniei), respectiv inexistența la Adămuș, a urmelor de solifluxiuni criogene, specifice pentru formațiunile ultimului glaciul.

De asemenea, pentru Depresiunea Lăpuș terasei a IV-a îi este atribuită o vârstă Riss de către Posea (1962a). La rândul său Savu (1963) atribuie și el o vârstă Riss pentru această terasă, la fel procedând și Mac (1972) pentru terasa a IV-a a Târnavelor din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt sau Raboca (1995) pentru terasa a IV-a din Podișul Secașelor.

Pentru terasele superioare, de la t_5 la t_9 determinarea vârstei s-a realizat mai mult prin deducții logice, pornind de la datele existente, pentru terasele inferioare, și luând în considerare variațiile climatice, din prima parte a Pleistocenului și ultima parte a Pliocenului.

Terasa a V-a (50 – 55 m) a primit următoarele vârste: Pleistocenul vechi (Gârbacea, 1957, 2015), Glaciul Mindel (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), Glaciul Mindel (Mac, 1972), Glaciul Mindel (Raboca, 1995) etc.

Terasa a VI-a (70 – 75 m) a primit și ea vârste diverse: Pleistocen vechi (Gârbacea, 1957, 2015), Gunz (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), Gunz (Mac, 1972), Glaciul Gunz (Raboca, 1995) etc.

Terasa a VII-a (90 – 110 m) a primit următoarele vârste: Pliocen (Gârbacea, 1957, 2015), sfârșitul Pleistocenului - începutul Cuaternarului (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), începutul Pleistocenului (Mac, 1972), Pleistocen (Savu et al., 1973) etc.

Terasa a VIII-a (130 – 140 m) se consideră de la sfârșitul Pliocenului (Gârbacea, 1957, 2015; Savu, 1963) sau din Pleistocenul vechi (Savu, 1965), Pleistocen (Savu et al., 1973), Pliocen (Morariu și Donisă, 1968), Pleistocen inferior (Geografia României, I, 1973) etc.

Terasa a IX-a (160 – 200 m) datează de la sfârșitul Pliocenului (Savu, 1963, 1965), Pliocen (Morariu și Donisă, 1968), (Savu et al., 1973), Pleistocen inferior (Geografia României, I, 1973).

6.3.3.2. Caracteristici regionale ale teraselor

Întrucât terasele reprezintă formele de relief, care aduc cele mai obiective informații, despre geneza și evoluția reliefului fluvial din Depresiunea Transilvaniei, după ce au fost notate câteva considerente preliminare, pentru a se ajunge apoi la concluzii generale, este necesară în continuare o trecere în revistă a locațiilor unde acestea s-au păstrat. Acest lucru s-a fi realizat pornind de la informațiile existente în literatura de specialitate, la care s-au adăugat cele obținute în urma observațiilor realizate în teren. Abordarea v-a avea loc la nivel de bazine hidrografice (Someș, Crișul Repede, Mureș și Olt), pornind de la nord la sud, oarecum în ordinea exondării depresiunii, așa cum am procedat și în capitolul dedicat formării rețelei de văi.

În demersul de numerotare a teraselor, unii dintre autorii citați, au considerat lunca ca un nivel separat, ceea ce înseamnă că terasa a I-a, din lucrările lor, este de fapt al doilea nivel aluvial din cadrul văii, adică terasa a II-a. Pentru a uniformiza informațiile la nivelul întregii depresiuni, în enumerarea teraselor care urmează, am considerat întotdeauna lunca ca terasa I-a.

Terasele din bazinul Someșului. În cadrul acestuia, terase s-au format și păstrat atât pe râurile principale (Someș, Someșul Mare și Someșul Mic), cât și pe unii afluenți ai lor (Lăpuș, Șieu, Bistrița, Almaș, Agrij, Nadeș, Lonea, Borșa, Fizeș etc.).

Terasele Someșului. În urma studiilor detaliate care au avut loc (Savu, 1963, 1965; Hosu, 2009), s-a ajuns la concluzia că în Culoarul Someșului (sectorul Dej –

Jibou) existe opt trepte de terasă, la care se adaugă un nivel superior acestora, care cu anumite rezerve a fost considerat ca terasa a IX-a:

- terasa a I-a sau lunca (3 – 4 m altitudine relativă) este bine individualizată însoțind cursul râului pe întregul său parcurs, cu excepția unor sectoare scurte de defileu. Grosimea aluviunilor, în care s-a adâncit Someșul, variază între 1,5 și 2,5 m, excepție făcând sectoarele de îngustare a văii de la Rus și Răstoci, unde albia este săpată direct în calcare. În structura rocii se observă existența, la partea inferioară, unui orizont alcătuit din bolovăniș în amestec cu pietriș, cu grosime care poate ajunge până la 5 m, peste care urmează un orizont de nisip argilos, de peste 2 m. Lățimea terasei de luncă variază de la 1,5 – 2 km la Coplean, Câțcău, Ileanda și Surduc, până la 100 – 150 m la Dobrocina, Rus și Dăbâceni (fig. 6. 41). Ea lipsește în sectoarele de defileu de la Perii Vadului, Răstoci și Cormeniș. Suprafața plană a luncii este deranjată atât de forme negative (meandre părăsite), cât și pozitive (popine, aparținătoare nivelului de terasă imediat superior, și grinduri de nisip). Ea este prezentă și pe majoritatea afluenților Someșului;

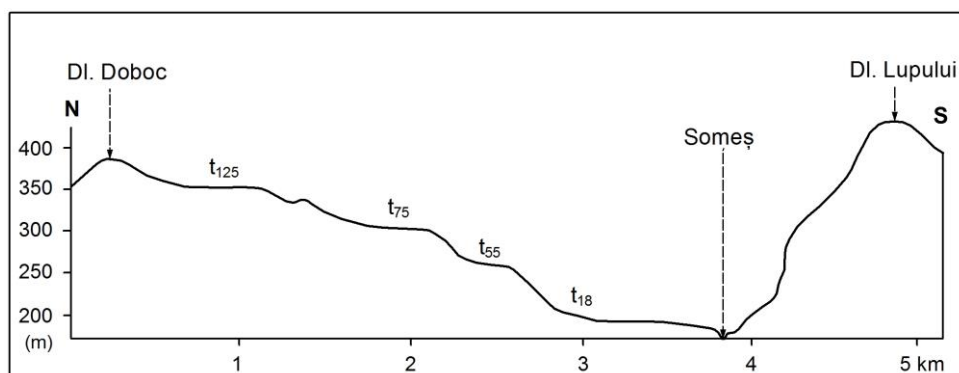


Fig. 6. 41. Profil transversal prin Valea Someșului, în sectorul Rus-Dăbâceni, cu evidențierea treptelor de terasă (Hosu, 2009, p. 96)

- terasa a II-a (8 – 12 m) cu toate că nu mai are aceeași continuitate ca cea precedentă, se poate urmări cu ușurință în teren, fragmentele sale dominând nivelul luncii, printr-o frunte evidentă. Prezintă variații ale altitudinii relative, în funcție de condițiile locale, găsindu-se atât la 6 – 7 m, pe sectoarele mai coborâte, cât și la 14 – 15 m, pe cele afectate de mișcări de înălțare. În același timp poate fi considerată printre nivelurile cele mai bine reprezentate, atât prin frecvența mare a fragmentelor, pe ambele maluri ale Someșului, cât și prin dezvoltarea în lărgime, până la 300 – 400 m și chiar mai mult. În structura acestora este prezent un orizont de pietrișuri de dimensiuni mici și mijlocii (2 – 10 cm diametru), peste care urmează depozite mai fine. În sectoarele de defileu nivelul său este tăiat direct în roca dură (de obicei calcare), așa cum este în cazul sectoarelor de la Glod și Răstoci, motiv

pentru care orizontul de aluviuni este foarte subțire (20 – 30 cm) sau lipsește complet. La confluențele cu principalii afluenți ai Someșului, în funcție de debitul acestora, pot fi deosebite două situații de interacțiuni, soldate cu morfologii distincte. Prima dintre ele, specifică văilor cu debit relativ constant și apreciabil, se caracterizează prin fragmentarea terasei de către râuri, care își sapă în cuprinsul ei albie adânci, coborâte uneori până la nivelul luncii (Cășeu, Gâlgău, Glod, Rus, Ileanda, Lozna și Surduc). Cea de-a doua este caracteristică afluenților cu debit redus și regim torențial, care depun conuri de dejecție. Acestea din urmă au fost terasate de Someș și integrate ulterior nivelului de terasă, cum de exemplu s-a întâmplat la Câțcău, Căpâlna, Bârsău, Rogna, Letca și Băbeni;

- terasa a III-a (18 – 22 m) deși este mai fragmentată decât cea precedentă, se poate reconstitui foarte bine în cadrul culoarului de vale. Dintre caracteristicile sale merită menționate următoarele: se prezintă sub forma unor suprafețe plane sau ușor înclinate spre Someș, podul lor fie este alungit pe mai mulți kilometri, chiar dacă în lungime nu depășește 200 – 300 m, așa cum este în perimetrul localităților Cetan, Câțcău și Dobrocina, fie are lățimi de 800 – 1.000 m, cum se întâmplă la Podișu, Rogna și Negreni; orizontul de pietrișuri are grosimea de 1,5 – 2 cm, fiind alcătuit preponderent din cuarțite albe, bine rulate de dimensiuni relativ mici (2 – 10 cm), în alternanță cu elemente mai grosiere (15 – 20 cm diametru, alcătuite din gresii, mai puțin rulate);

- terasa a IV-a (35 m) se prezintă sub forma unor fragmente izolate, fapt care face mai dificilă reconstituirea traseului Someșului în timpul formării ei. Cele mai reprezentative dintre fragmentele sale sunt localizate la Dej (Dealul Tirului) Câțcău și la Podișu – Rogna. La Dej în structura sa se remarcă prezența unui orizont aluvionar, cu grosime de 2 m, alcătuit în principal din pietrișuri cuarțitice de dimensiuni mijlocii, urmat apoi de un orizont nisipos și loessoid, cu grosimea de 4 – 5 m. Fragmente de dimensiuni mai reduse există la: Urișor, Cetan, Căpâlna, Dobrocina, Gâlgău, Cormeniș, Letca, Lozna, Jibou etc.;

- terasa a V-a (55 m) se păstrează doar sub forma unor fragmente, deoarece a fost afectată intens de procese de versant. Dintre fragmentele reprezentative se remarcă cel de la Câțcău. Deschiderea existentă acolo pune în evidență, sub aspectul structurii, existența unui complex marno-argilos, cu intercalații de nisipuri la bază, peste care urmează un orizont de circa 1,5 m grosime, de bolovănișuri bine rulate (15 – 20 cm diametru), și un strat de aluviuni fine, de aproximativ 2 m grosime. Acest fapt dovedește că Someșul a avut în timpul formării terasei debit și forță de transport considerabile. Alte fragmente se mai întâlnesc la Cetan, Vad, Căpâlna, Dobrocina, Gâlgău, Fodora, Chizeni, Dăbâceni, Podișu, Rogna (Dealul Moina), Lemniu, Cuculat, Băbeni și Turbuța;

- terasa a VI-a (75 m) reprezintă nivelul cel mai puțin dezvoltat, cu toate că fragmentele care s-au păstrat sunt foarte reprezentative. Dintre acestea se remarcă cele de la: Câțcău, Bârsău Mare, Podișu, Negreni, Cormeniș, Lemniu și Letca. În structura ei sunt prezente bolovănișuri și pietrișuri cuarțitice, bine rulate;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) constituie unul dintre nivelurile fluviale cele mai bine reprezentate, atât prin frecvența mare a fragmentelor bine conservate, cât și prin suprafața ocupată de acestea. Dintre caracteristicile sale se remarcă: lățime mare (la Dej are peste 1 km), netezire surprinzătoare a podului, orizont bine diferențiat de aluviuni grosiere (bolovănișuri și pietrișuri cu diametru cuprins între 10 și 15 cm) peste care urmează un orizont superior de nisipuri fine și material loessoid. Toate aceste trăsături dovedesc că în timpul genezei acesteia condițiile morfogenetice au fost foarte favorabile (precipitații însemnate cantitativ, care au asigurat un debit suficient pentru transportul bolovănișurilor). Alături de fragmentul de la Dej (din Dealul Tirului) se mai remarcă și cele de la Cășeu, Câtcău, Gâlgău, Bârsău Mare, Glod, Rus, Perii Vadului, Răstoci, Cormeniș, Lemniu etc.;

- terasa a VIII-a (140 m) cu toate că s-a păstrat sub forma unor fragmente, cu aspect de umeri, în deschiderile existente apar pietrișuri aluvionare, cu aceeași structură ca la restul teraselor. Aluviunile din structura ei indică formarea s-a într-un regim climatic mai rece și mai umed. Afirmția este susținută și de prezența numeroaselor structuri periglaciare existente în aluviuni. Ea este prezentă la Dej (în Dealul Tirului), apoi deasupra localității Urișor, la Câtcău, la Dăbâceni (în Dealul Dăbâcii), la Ileanda, în Dealul Runcului dintre Rus și Buzaș, la Negreni (în Dealul Nucului), la Jibou (pe interfluviul dintre Agrij și Valea Sărată).

Alături de terasele menționate Savu (1963) a mai identificat un nivel în cadrul Culoarului Someșului, pe care cu anumite rezerve (date în principal de lipsa unor depozite fluviale sigure), îl atribuie terasei a IX-a (160 – 200 m), pe care o consideră cea mai înaltă dintre toate și prima, în ordine cronologică. Autorul citat justifică acest demers prin faptul că nivelul respectiv, prezent sub formă de fragmente ce însoțesc valea, este o creație a Someșului, care în timpul Pliocenului, când s-a format acesta, curgea deja pe traseul actual. De asemenea, nivelul respectiv a fost identificat și în văile Someșului Mic și Someșului Mare.

Terasele Someșului Mare. În urma studiilor detaliate efectuate (Kez, 1950; Sârcu, 1957; Gârbacea 1957, 2015; Savu, 1963 și 1965) etc., s-a ajuns la concluzia că, în culoarul acestei văi există opt terase, destul de asemănătoare, sub aspectul morfologiei și al structurii, cu cele de pe Someș:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) cu toate că însoțește râul încă de la intrarea în depresiune, pe sectorul Sângeorz Băi - Ilva Mică, este foarte îngustă, având lățimea de sub 100 m. În schimb este bine dezvoltată în aval de Feldru, pentru ca în aval de Mocod să primească aspect de șes aluvial extins, al cărei lățime depășește 1 km. În structura s-a există, la partea inferioară, orizonturi de pietrișuri, iar la partea superioară nisipuri în amestec cu argilă. Această treaptă s-a format și pe afluenți;

- terasa a II-a (6 – 8 m) este prezentă sub formă de fragmente începând de la Nepos, cele mai reprezentative dintre acestea fiind întâlnite la: Reteag, Mănășturel și Cuzdrioara;

- terasa a III-a (18 – 22 m) este bine conservată pe sectorul dintre Ilva Mică și Salva. Mai apare sub formă de fragmente la: Năsăud, Salva, confluența cu Șieul, Beclean, Cristeștii Ciceului, Reteag și Cuzdrioara;

- terasa a IV-a (35 m) chiar dacă poate fi recunoscută și amonte de confluența cu Șieul (de la Beclean), cele mai reprezentative fragmente ale sale se întâlnesc în aval de această locație la: Beclean, Reteag, Bața, Mănăsturel, Cuzdrioara și Mica;

- terasa a V-a (55 m) ocupă suprafețe reduse, fiind păstrată sub forma unor fragmente la: Mocod, Piatra, Mogoșeni, Beclean, Cristeștii Ciceului și Cuzdrioara;

- terasa a VI-a (75 m) a fost intens degradată de procesele geomorfologice de versant, motiv pentru care, fragmentele sale pot fi cu greu recunoscute în teren. S-a păstra la: confluența cu Șieul, Ilișua și Uriu (fig. 6. 42);

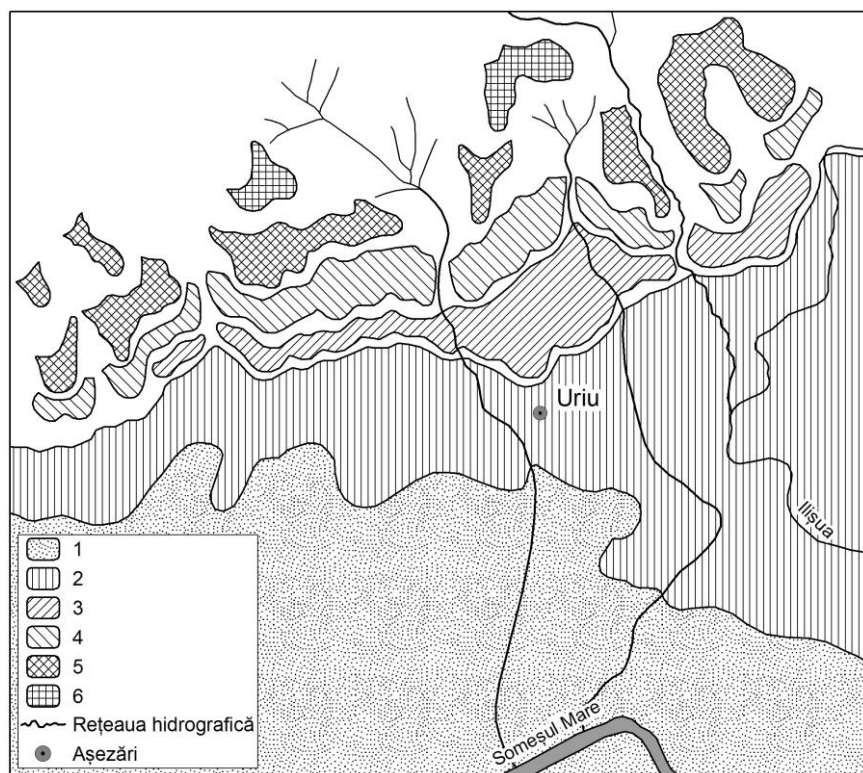


Fig. 6. 42. Terasele Someșului Mare la Uriu; 1 – terasa de luncă; 2 – T₂ de 8 – 12 m; 3 – T₃ de 18 – 22 m; 4 – T₄ de 40 – 50 m; 5 – T₇ de 90 – 110 m; 6 – T₈ de 140 – 150 m (Savu et al., 1970, p. 15)

- terasa a VII-a (90 – 110 m) se prezintă și ea sub forma unor fragmente, cele mai caracteristice fiind cele de la confluența cu Șieul (situate la sud de Beclean) și Ilișua;

- terasa a VIII-a (140 m) este dată ca sigură doar la Cuzdrioara în Dealul Pocos (Savu, 1963).

Dintre afluenții Someșului Mare pe care s-au format terase se remarcă Sălăuța și Rebra, în văile cărora există fragmente ale primelor trei terase.

Terase Someșului Mic. Cercetătorii care le-au studiat (Morariu și Gârbacea, 1960; Morariu și Mac, 1962; Morariu et al., 1963; Savu, 1963; Pendea, 2005, Pendea et al., 2009; Feier, 2010 etc.) au ajuns la concluzia că în culoarul acestei văi s-au format șapte terase:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) este prezentă de-a lungul întregului curs de apă, începând de la Gilău și până la Dej. Lățimea ei variază în funcție de sectoarele pe care le traversează, având lățimi de peste 1 km, atât pe sectorul dintre Gilău și Florești, cât și pe cel dintre Apahida și Dej. Pe teritoriul localității Cluj-Napoca există câteva sectoare de îngustare (cum este cel de la limita dintre cartierele Grigorescu și Mănăstur), lățimea scăzând la valori de sub 200 m, datorită intersectării de către râu a orizonturilor de marnocalcare. În structura sa sunt prezente pietrișuri la partea inferioară, peste care urmează orizonturi de nisipuri și materiale coluviale, la contactul cu versanții sau terasele superioare. Lunca s-a dezvoltat și pe afluenții Someșului Mic;

- terasa a II-a (10 – 16 m) s-a păstrat sub formă de fragmente la: Gilău, Florești, Cluj-Napoca, Someșeni, Apahida, Jucu, Petrești, Salatiu și Mănăstirea. Orizontul de pietriș din structura s-a este bine dezvoltat, având pe alocuri, la Cluj-Napoca, grosimi mai mari de 6 m;

- terasa a III-a (22 – 24 m) reprezintă una din terasele bine dezvoltate și păstrate ale Someșului Mic fiind prezentă la: Florești, Cluj-Napoca, Someșeni, Bonțida și Fundătura. Pe teritoriul localității Cluj-Napoca, aluviunile terasei ajung la grosimi de 14 m;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) este una dintre cele mai dezvoltate terase ale Someșului Mic. Afirmția este susținută de extinderea și morfologia fragmentelor acesteia, care s-au păstrat la: Cluj-Napoca (în cartierele Gheorgheni și Andrei Mureșanu lățimea ei ajunge la 800 m), Someșeni, Jucu de Sus, apoi între Livada și Gherla (pe partea stângă), între Petrești și Mănăstirea (pe partea dreaptă) și la Mica. În structura sa, la Cluj-Napoca, sunt prezente aluviuni cu grosimi cuprinse între 2 și 7 m;

- terasa a V (60 – 75 m) este mai puțin păstrată și extinsă, comparativ cu precedentele, apărând de cele mai multe ori sub forma unor umeri, așa cum sunt cei de pe dreapta Someșului Mic de la Cluj-Napoca (Dealul Soporului și Dealul Borzaș). În afară de aceste locații fragmente ale acestei terase mai pot fi recunoscute la: Dezmir, Apahida, Iclod etc.;

- terasa a VI-a (100 - 110 m) este bine păstrată în perimetrul localității Cluj-Napoca începând de la Pădurea Mănăstur, de unde se continuă prin Parcul de la Agronomia și pe la Observatorul Astronomic. Sub formă de fragmente, cu aspect

de umeri, s-a păstrat în Dealurile Becaș, Sopor și Borzaș. În aval de Apahida este greu de recunoscut, fiind păstrată tot sub formă de umeri, pe unele interfluvii dintre afluenții de stânga ai Someșului Mic;

- terasa a VII-a (128 - 140 m) deși are fruntea erodată, de procese geomorfologice de versant, podul ei apare pe alocuri destul de bine conservat. Cele mai expresive fragmente sunt cele de la Cluj-Napoca (Pădurea Mănăsturului, Calea Turzii, Dealul Becaș și Dealul Borhanci). În aval de Cluj-Napoca fragmente ale acestei terase s-a păstrat la Mintiu Gherlii, Salatiu și Mănăstirea.

Terasele Lăpușului. Cu toate că Depresiunea Lăpuș se află suspendată în spatele Masivului Preluca, adâncirea sacadată a râurilor nu a rămas fără răspuns, dovadă stând terasele fluviale. Terasale Lăpușului și ale afluenților săi în depresiunea Lăpuș sunt în număr de șase (Posea, 1962a):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m altitudine relativă) se extinde atât în lungul Lăpușului, cât și a principalilor săi afluenți (Suciu, Libotin și Dobric). Suprafața acesteia nu este inundabilă, cu excepția unor sectoare care pot fi inundate parțial la viituri (pe Valea Suciului la Suciu de Sus, pe Valea Lăpușului la Rogoz și pe Valea Dobricului în aval de Dobricul Lăpușului). Analizată în raport cu celelalte terase, ea apare ca cea mai unitară treaptă morfologică din cadrul văilor;

- terasa a II-a (5 – 7 m) ocupă suprafețe restrânse, fiind păstrată sub forma unor fragmente în cadrul culoarelor de vale. Locul tipic de apariție este între Dămăcușeni și Târgu Lăpuș. În Valea Lăpușului ea se mai păstrează sub formă de fragmente la Răzoare (atât pe partea dreaptă, cât și pe partea stângă), apoi între Rogoz și Târgu Lăpuș, precum și la Lăpușul Românesc (fig. 6. 43). În Valea Libotinului este prezentă în amonte de confluența cu Lăpușul, iar în Valea Suciului în dreptul localității Suciu de Jos. În structura ei se observă pietriș andezitic și cuarțos, peste care există un orizont de argilă aluvială;

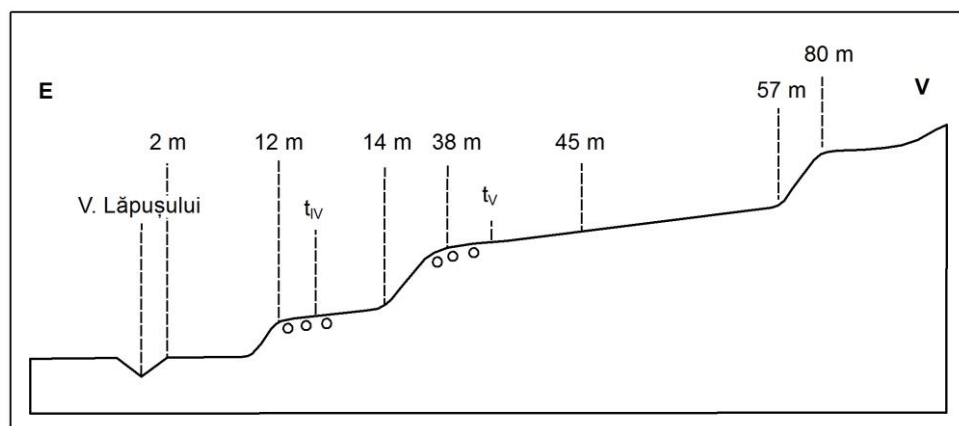


Fig. 6. 43. Dispunerea și altitudinea teraselor Lăpușului la nord de Lăpuș (Posea, 1962a, p. 138)

- terasa a III-a (8 – 12 m) s-a format doar pe râul Lăpuș, începând din aval de Dămăcușeni. Cea mai dezvoltată este la confluența Lăpușului cu Dobricul, unde nivelul ei este comun celor două râuri. În structura ei sunt prezente pietrișuri, cu grosimi medii de 1,5 m, peste care urmează argilă aluvială, cu grosime de 2 – 5 m;

- terasa a IV-a (30 – 35 m) este dezvoltată preponderent pe partea stângă a Lăpușului, excepție făcând fragmentul din apropiere de localitatea Borcut. Atinge dezvoltarea maximă între Dămăcușeni și Târgu Lăpuș. La partea inferioară prezintă un orizont de pietrișuri în care domină andezitul și cuarțul (1,5 m grosime), peste care urmează argilă de terasă (2 – 3 m grosime). Fragmente ale acestei terase se mai întâlnesc în: Valea Suciului (în dreptul localității Suci de Jos), Valea Libotinului (atât la confluența cu Lăpușul, cât și în amonte de localitatea Libotin) și Valea Dobricului (unde cu toate că reprezintă cea mai veche terasă, este prezentă doar sub formă de umeri în dreptul localităților Dobricul Lăpușului și Coșteni);

- terasa a V-a (50 – 55 m) este cea mai extinsă și mai bine păstrată din Depresiunea Lăpuș. În structura ei se găsește un orizont de pietrișuri, redus ca grosime (0,5 m), alcătuit din elemente mărunte printre care se află diseminate și bucăți mai mari de rocă, peste care urmează un orizont de 2 – 4 m de argilă gălbuie. Această terasă are dezvoltarea maximă pe interfluviul de la confluența Lăpușul cu Suciul. În Valea Lăpușului mai apare în perimetrul localității Lăpuș, precum și în amonte la confluența cu Valea Roia (pe versantul stâng, la nord de Lăpuș). În Valea Suciului terasa este prezentă în perimetrul localităților Groșii Țibleșului (fig. 6. 44) și Suci de Sus. Pe Valea Libotinului și cei doi afluenți din care se formează ea, această terasă este dezvoltată doar pe partea dreaptă, având extensiunea maximă între localitățile Cupșeni și Libotin. Stratul de pietriș, aferent acestei terase, este variabil ca grosime și este în general amestecat cu argilă;

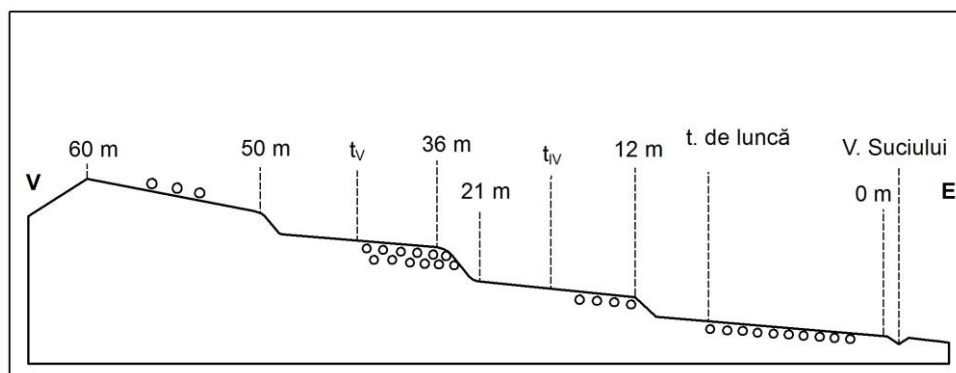


Fig. 6. 44. Dispunerea și altitudinea teraselor Suciului la Groșii Țibleșului (Posea, 1962a, p. 138)

- terasa a VI-a (75 – 85 m) este cea mai veche treaptă din depresiunea Lăpuș, care poate fi considerată în mod sigur ca terasă. În structura sa este prezent orizontul de pietrișuri, peste care s-a depus argila aluvială. Cel mai reprezentativ fragment al acestei terase este localizat pe interfluviul de la confluența râurilor Lăpuș și Suciul. El se continuă apoi prin Valea Lăpușului până în dreptul localității Lăpuș, amonte de care mai apare doar sub formă de fragmente, localizate între afluenții de dreapta. Fragmente caracteristice ei se întâlnesc și în văile Suciului (la Groși și Suciul de Jos) și Libotinului (pe partea dreaptă, între Cupșeni și Libotin).

Alături de aceste terase Posea (1962a) a mai delimitat o treaptă situată la altitudinea relativă de 90 – 110 m, pe care o încadrează cu rezerve, la terase, întrucât ea este prezentă doar în câteva înșeuări (între Lăpuș și Cufoaia, între Valea Ungurilor și Valea Lăpușului, precum și între Lăpuș și Valea Suciului), denumind-o terasa a VII-a. Prezența pietrișurilor piemontane, în componența acestei trepte, îl determină pe autorul citat să afirme că este mai degrabă un nivel asemănător teraselor, un rest al unor suprafețe piemontane, decât o terasă propriu-zisă.

Se poate concluziona, că în Depresiunea Lăpuș, alături de terasele Lăpușului, astfel de trepte se întâlnesc și pe trei dintre afluenții săi, dar nu în succesiune completă (Posea, 1962a). Astfel în Valea Suciului sunt prezente primele cinci nivele de terasă, în Valea Libotinului primele patru, în timp ce în Valea Dobricului sunt doar trei.

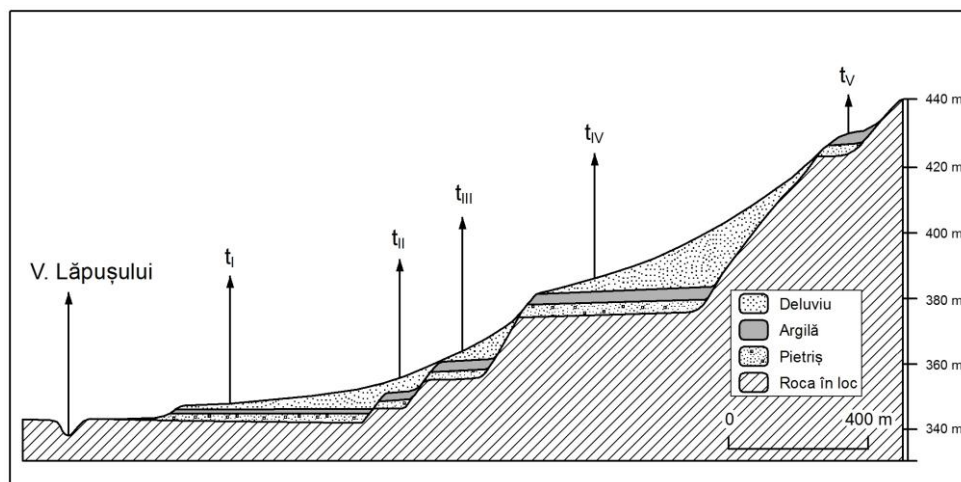


Fig. 6. 45. Terasale Suciului în aval de Suciul de Jos (Posea, 1962a, p. 170)

Terasale Bistriței și ale Șieului, râuri care drenează Dealurile Bistriței, prezintă următoarele caracteristici (Gârbacea, 2015):

- terasa I (de luncă) are o altitudine relativă de 2 – 3 m, în mod obișnuit nu este inundabilă și prezintă continuitate de-a lungul văilor Bistriței, Șieului și

Budacului. Râurile menționate se află într-un proces de adâncire, ele depășind orizontul aluvionar al terasei de luncă, ajungând la roca de bază a acestora. Grosimea aluviunilor, alcătuite preponderent din pietrișuri andezitice, la care se adaugă și orizonturi de nisipuri fine și mături, nu depășește 3 – 4 m. Suprafața plană a luncii este deranjată pe alocuri de ușoare denivelări, ce indică rectificări de cursuri, prin autocaptare de meandru, la care se adaugă forme pozitive de tipul grindurilor, popinelor sau fragmente ale teraselor, cum sunt, de exemplu, cele de la Sărata. Terasa de luncă s-a format și pe afluenții râurilor principale, dimensiunile ei fiind în funcție de debit și regimul de scurgere;

- terasa a II-a (10 – 11 m) se prezintă sub formă de fragmente, cu trăsături morfologice evidente și ușor de racordat, datorită înălțimii relative, care se păstrează constant la 10 m. Este bine dezvoltată în Valea Bistriței, sectorul Livezile - Unirea (fig. 6. 46), unde ocupă o suprafață de 8 km². La Unirea, în structura sa, alături de marnele argiloase vineții friabile, de la partea inferioară, este prezent un orizont de pietrișuri aluviale andezitice, grosiere la bază (25 – 30 cm diametru) și din ce în ce mai mărunte spre partea superioară, cu grosime de 2 m, peste care urmează circa 1 metru de argile gălbui roșcate cu intercalații de pietrișuri a căror diametru nu depășește 2 cm. Această terasă mai are fragmente reprezentative în Valea Budacului (la Simionești), în partea de nord a Depresiunii Budacului, în Valea Șieului (pe versantul stâng la Domnești, la confluența Bistriței cu Șieul, precum și în aval de confluență la Șieu-Măgheruș). Orizontul aluvionar al acestei terase este constituit din pietrișuri, a căror diametru scade de la bază spre partea superioară, având grosime de până la 1,5 m;

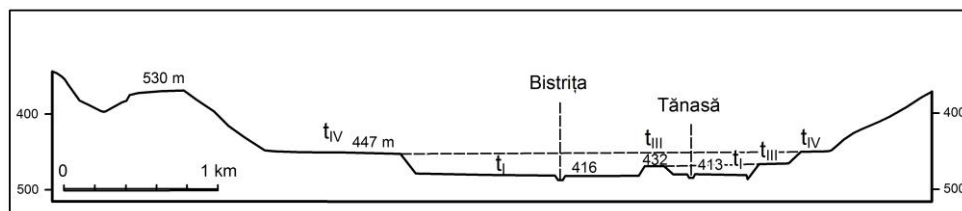
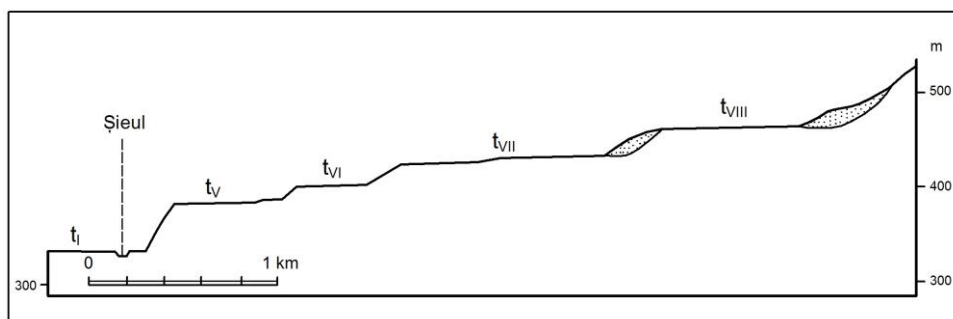


Fig. 6. 46. Profil transversal al Văii Bistriței și Pârâului Tănase, în amonte de confluență (Gârbacea, 2015, p. 80)

- terasa a III-a (15 – 18 m) este reprezentativă în Valea Bistriței, de la ieșirea din munte și până la Livezile și în Valea Șieului, pe partea dreaptă, între Crainimăt și Șieu Sfântu. Fragmente reduse ale acestei terase mai există la confluența Bistriței cu Pârâul Cușma, în amonte de Bistrița (la podul Ghinzii) și în aval de Bistrița (la confluența cu Șieul, pe versantul drept);

- terasa a IV-a (31 – 38 m) urmărește aproape neîntrerupt văile Bistriței și Șieului până la confluența cu Someșul Mare. Pe lângă faptul că fragmentele păstrate sunt extinse și numeroase, ele prezintă o grosime considerabilă a aluviunilor, aspect pus pe

seama unor condiții prielnice de formare a teraselor, comparativ cu situația terasei precedente. Se remarcă în acest sens versantul stâng al Șieului, la baza căruia terasa se poate urmări neîntrerupt, pe o distanță de 22 km între Chiraleș și Beclean. Sub aspectul structurii, la partea inferioară este prezent un strat de pietrișuri de dimensiuni medii (5 – 7 cm) cu grosime de 5 – 8, peste care urmează un orizont alcătuit din aluviuni fine; formarea acestei terase reprezintă unul dintre momentele principale ale procesului de acumulare și adâncire a văilor din bazinul Șieului. Din acest motiv fragmente ale terasei se întâlnesc și pe următorii afluenți: Budac (în amonte de Budacul de Sus), Ardan (la confluența cu Pârâul Șoimușului), Dipșa (pe versantul stâng, la Lechința);



**Fig. 6. 47. Terasele înalte de la Cracuri (confluența Budacului cu Șieul)
(Gârbacea, 2015, p. 88)**

- terasa a V-a (50 – 53 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafață, localizate la Viișoara (pe versantul drept al Bistriței), în Valea Budacului, pe versantul stâng al Șieului (între Chiraleș și Valea Bretei), la confluența Budacului cu Șieul (fig. 6. 47), pe Șieu înainte de confluența cu Budacul unde apare atât pe versantul stâng (între Mărișelu și Domnești), cât și pe versantul drept (între Șieu și Pârâul Măgurii). Depozitele fluviale ale acestei terase sunt constituite la partea inferioară din pietrișuri, cu grosime de 3 m, peste care urmează aluviuni fine, cu grosime de 1 – 2 m;

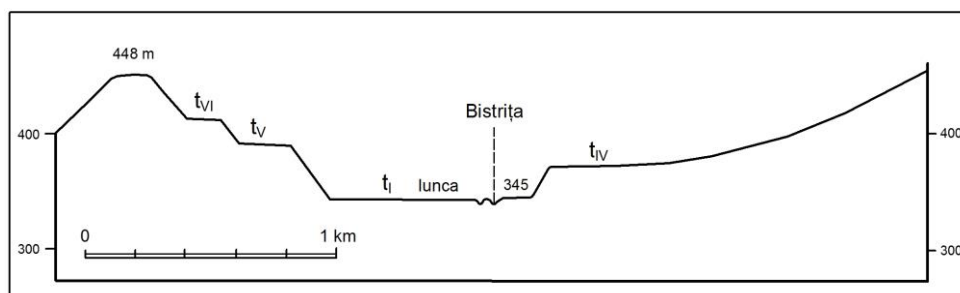


Fig. 6. 48. Profil transversal al Văii Bistriței la Viișoara (Gârbacea, 2015, p. 88)

- terasa a VI-a (70 – 74 m) apare sub formă de fragmente pe versantul drept al Bistriței, între Prundul Bârgăului și Mijlocenii Bârgăului, apoi la Viișoara (fig. 6. 48), la confluența Budacului cu Șieul, pe versantul stâng al Șieului la Coasta Cristur;

- terasa a VII-a (90 – 100 m) este reprezentativă la confluența Șieului cu Budacul, unde ocupă cea mai extinsă suprafață, dintre toate terasele existente acolo. Un alt fragment s-a păstrat apoi la confluența Șieului cu Someșul Mare, în Pădurea Bretei. Deschiderile existente în terasa de la confluența Budacului cu Șieul, permit observarea unui orizont de pietrișuri slab cimentate, dispuse peste un fundament de marne vineții;

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) este prezentă sub formă de fragmente în Valea Bistriței, pe partea dreaptă la Livezile, precum și în Valea Șieului, la confluența cu Budacul. Sub aspectul structurii are la partea inferioară pietrișuri andezitice de dimensiuni mijlocii (8 – 10 cm), la care se adaugă bolovani cu diametru de peste 30 – 40 cm, pentru ca la partea superioară să fie prezente argile roșcate.

Racordarea altitudinală a teraselor Someșului Mare, Someșului Mic, Șieului și Bistriței, dovedește că ele au s-au format în aceleași condiții geomorfologice, existente în cadrul bazinului hidrografic Someș.

Terasele Almașului. Unul dintre afluenții Someșului, pe care s-au format și păstrat terase, este reprezentat de către Almaș. Principalele caracteristici ale acestora sunt (Savu, 1963):

- terasa a I-a sau lunca (2 - 3 m) este prezentă atât în cadrul Văii Almașului, cât și a afluenților săi. Cu toate că în bazinul superior are lățimea de doar câteva zeci de metri (în amonte de Fildu de Mijloc), ajunge la 1,5 km între Chendremal și Sânmihaiu Almașului;

- terasa a II-a (8 – 12 m) s-a păstrat sub formă de fragmente, cele mai reprezentative fiind cele de la: Hida, Baica, Racâș, Bălan, Chechiș și Gâlgău;

- terasa a III-a (18 – 22 m) este bine reprezentată în sectoarele de confluență de la Sânmihaiu Almașului și Hida;

- terasa a IV-a (30 - 35 m) s-a păstrat sub formă de fragmente pe unele dintre afluenții din bazinul mijlociu al Almașului;

- terasa a V (50 - 55 m) este reprezentativă la Chendrea;

- terasa a VI-a (75 m) nu a putut fi recunoscută în teren. Probabil acest nivel s-a format, dar a având o extensiune redusă a fost afectat de procesele geomorfologice de versat și distrus;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) cele mai reprezentative fragmente ale acesteia sunt cele de la: Hida, Baica, Racâș, Chendrea și Bălan.

Terasele Agrijului, cu excepția terasei de luncă, s-au păstrat sub forma unor fragmente pe câteva dintre sectoarele acestuia (Savu, 1963):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) însoțește râul încă de la intrarea în depresiunea Almaș-Agrij (în aval de Bogdana), lățimea ei ajungând la valori de 500 – 800 m, între Românași și Prodănești;

- terasa a II-a (8 – 10 m) se poate observa la Românași, Romita, Lupoaia și Borza;

- terasa a III-a (18 – 22 m) s-a păstrat la: Buciumi, Românaș și Romita;

- terasa a IV-a (30 - 35 m) este reprezentativă la Românași;

- terasa a V-a (50 - 55 m) este prezentă la Poarta Sălașului, ca efect al remanierilor hidrografice care au avut loc între bazinele Agrijului și Almașului;

- terasa a VI-a (75 m) s-a păstrat la Românași și Jac;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) s-a păstrat doar la Românași;

În afara râurilor principale din bazinul Someșului, terase se întâlnesc și pe afluenții acestora (Savu, 1963):

- terasa de luncă este prezentă pe majoritatea afluenților, dimensiunea ei fiind în concordanță cu debitul și regimul de curgere a fiecărui râu. Dintre afluenții cu terasa de luncă foarte dezvoltată se remarcă: Căpuș, Nadăș, Lonea, Borșa, Olpret, Gădălin, Fizeș, Meleș etc.;

- terasa a II-a se mai întâlnește pe: Valea Căpușului (sub formă de fragmente începând din aval de Căpușu Mic), Valea Nadășului (între Suceag și Baci), Valea Borșei (în aval de Borșa), Valea Olpretului, Valea Poienii (la Poiana Blenchii), Valea Fizeșului (la confluența cu Someșul Mic) etc.;

- terasa a III-a nu a putut fi identificată în văile afluenților secundari de genul Lonei, Borșei sau Olpretului, unde chiar dacă s-a format, evoluția versanților în formațiuni dominant argiloase a distrus urmele acesteia, în schimb este prezentă în Valea Căpușului (pe partea dreaptă, în aval de Căpușu Mic);

- terasa a IV-a este prezentă și în văile următorilor afluenți: Căpuș, Nadăș, Borșa (la Ciumăfaia), Lonea (la Pâglișa), Olpret (la Maia) și Vad;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) este prezentă pe văile: Nadeș (pe partea stângă la Mera), Borșa (în aval de Borșa, unde prezintă un orizont bine diferențiat de pietrișuri și bolovănișuri, cu o stratificație specifică aluviunilor de terasă, ca dovadă a existenței văii încă din timpul genezei acestei trepte fluviale), Lonea și Olpret.

Terasele din bazinul Crișului Repede. Deși drenează o suprafață redusă a depresiunii, **Crișul Repede** și-a dezvoltat un culoar de vale prevăzut la partea inferioară cu o luncă largă, la care se adaugă câteva trepte de terasă, prezente îndeosebi pe partea stângă.

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) este bine dezvoltată, pe ambele părți ale râului, începând din aval de localitatea Izvorul Crișului. În aval de Huedin, înainte de intrarea în defileu ajunge la valori ale lățimii de 600 – 700 m;

- terasa a II-a (10 – 12 m) este prezentă sub formă de fragmente, pe partea stângă, începând din aval de Șaula și până la intrarea în defileu;

- terasa a III-a (20 – 25 m) s-a păstrat și ea sub formă de fragmente izolate, care nu întotdeauna au aspect de terase tipice (Posea, 1978), îndeosebi în aval de Huedin.

Terasele din bazinul Mureșului. În condițiile în care Mureșul și afluenții săi, cu izvoare în Munții Carpați, drenează un teritoriu vast, s-a ajuns ca în culoarele acestora să se formeze și păstreze, cele mai extinse și clar etajate terase din Depresiunea Transilvaniei.

Alături de terasele din Culoarul Mureșului se remarcă și cele din culoarele următoarelor râuri: Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Niraj, Secașul Mare, Secașul Mic, Arieș, Visa, Pârâul de Câmpie, Comlod etc.

Terasele Mureșului. În Culoarul Mureșului terasele sunt dispuse asimetric; este însă vorba de o asimetrie care variază însă între cele două sectoare distincte ale acestei văi: primul sector se extinde între Deda și confluența cu Arieșul, iar al doilea de la confluența menționată până la Vințu de Jos.

În cadrul primului sector, datorită permanentei deplasări a Mureșului spre nord, pe versantul stâng al văii s-a păstrat aproape completă seria teraselor.

Pe parcursul celui de-al doilea sector, datorită aportului adus de afluenții care vin din Munții Apuseni, cu debite lichide și solide constante și însemnate cantitativ, Mureșul a migrat spre versantul stâng, pe care-l subminează, formându-și terase mai ales pe partea dreaptă.

Sub aspectul altitudinilor și a localizării lor, terasele Mureșului prezintă următoarele trăsături (Gârbacea și Belozarov, 1963; Josan, 1979):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) însoțește râul pe întregul său parcurs, ajungând la lățimi maxime de 2 – 3 km, cum este de exemplu la confluența cu Nirajul. În structura luncii la partea inferioară sunt prezente pietrișuri și bolovănișuri, prinse într-o masă nisipoasă, peste care urmează orizonturi de nisipuri fine și mături;

- terasa a II-a (8 – 12 m) apare insular mai ales pe partea stângă a Mureșului, deoarece a fost distrusă de eroziunea laterală a acestuia și fragmentată de afluenți. Cele mai bine păstrate fragmente sunt cele de la: Deda, Morăreni, Brâncovenești, Chirileu, Ogra, Cipău (terasa este păstrată sub forma unor martori insulari în cadrul luncii, rămași în coturile meandrelor mari), Iernut, Cuci, Luduș, Cistei, Ciumbrud, Sâncrai, Rădești, Sântimbru, Oarda și Vințu de Jos;

- terasa a III-a (18 – 25 m) este bine dezvoltată la Târgu Mureș, apoi la Iernut, pentru ca cel mai extins fragment să fie păstrat începând de la est de Cuci și până la Bogata. Fragmente de dimensiuni reduse se întâlnesc și la Gâmbaș, Rădești, Sântimbru, Alba Iulia și Vințu de Jos;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) începe să fie bine păstrată din proximitatea localităților Filea și Aluniș. Este bine dezvoltată și la Sângeorgiu de Mureș, de unde se continuă până la confluența cu Nirajul, pe a cărei vale se extinde până la Acățari. În aval de confluența cu Nirajul aceasta este bine păstrată, devenind una dintre cele mai reprezentative terase ale Mureșului. Se remarcă în acest sens fragmentul de la

Șeulia de Mureș, unde podul său neted și uniform, are o lungime de peste 3 km, și lățime de aproape 2 km, precum și cel dintre văile Cerghid și Valea Izvoarelor. Tot în acest sector al Culoarului Mureșului, terasa respectivă s-a păstrat și sub forma unor martori, situați în cadrul luncii sau a teraselor inferioare, cum sunt de exemplu cei de la: Sânpaul, Ogra, Cipău și Iernut. În aval de confluența cu Arieșul, fragmente ale acesteia, uneori destul de extinse și bine păstrate, sunt la: Noșlac, Ocna Mureș, Micoșlaca, Ciumbrud, Aiud, între Sâncrai și Rădești, Căpuș, Teiuș, Alba Iulia și Vințu de Jos. Dintre caracteristicile acestei terase, pe lângă continuitate și bună conservare, se remarcă netezimea podului și fruntea bine exprimată, prin intermediul căreia se delimitează clar de terasele inferioare;

- terasa a V-a (50 – 60 m) cu toate că este bine conservată nu are aceeași continuitate și dezvoltare ca cea precedentă. Primele fragmente bine păstrate apar între Pietriș și Brâncovenești, iar apoi la Târgu Mureș, de unde se continuă și în aval, până la confluența cu Nirajul. Sub formă de fragmente se mai întâlnește la: Recea, Șeulia de Mureș, între Valea Luncilor și Valea Sălcudului (la locul numit Șesul Mare), Chețani, Căptălan, Aiud, Rădești, Teiuș, Alba Iulia și Vințu de Jos;

- terasa a VI-a (80 – 85 m) este reprezentativă la nord de localitatea Ațintiș, pe partea stângă a culoarului, precum și la confluența Mureșului cu Nirajul. Ea mai apare sub formă de fragmente la: Chețani, Petrila, Șeulia de Mureș, Lunca Mureșului, Unirea, Aiud, Teiuș și Alba Iulia;

- terasa a VII-a (110 – 115 m) se întâlnește sub forma de fragmente, îndeosebi pe partea stângă, între confluența cu Nirajul și localitatea Gheja (reprezentative sunt în acest sens cele din dealurile Viilor și Feței de la Ațintiș). Adevărata imagine a acestei terase și a condițiilor de geneză a ei este dată de fragmentele de la Valea Izvoarelor, păstrate la altitudinea relativă de 110 – 115 m. Fragmente ale acestei terase sunt și la: Pietriș, Vălenii de Mureș, Brâncovenești, Aiud, Gârbova de Jos, Stremț, Galda de Jos și Alba Iulia.

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente reduse, așa cum sunt cele de la: Giuluș, Cucerdea, Sălcud, Ațintiș și Sâniacob;

- terasa a IX-a (150 – 160 m) se întâlnește sub forma unor fragmente izolate cum ar fi cele din dealul Ghejii (la sud de localitatea Gheja), sau cele de pe interfluviile afluenților de stânga ai Mureșului (Valea Sălcud, Valea Deag, Valea Sâniacobului și Valea Luncilor). Ea mai este prezentă și la confluența Mureșului cu Nirajul.

Alături de aceste terase, și în cazul Culoarului Mureșului există o serie de umeri, situați altitudinal sub interfluviul dintre Mureș și Târnava Mică, la altitudinea absolută de 460 m (Josan, 1979). Spre est altitudinea lor crește la 475 m (la sud de Târgu Mureș), iar spre vest scade la 450 m (în Dealul Cecălaca). Acest nivel are extensiunea maximă în sectoarele unde terasele sunt bine dezvoltate, urmărind îndeaproape parcursul Văii Mureșului, motiv pentru care se consideră că el

marchează prima etapă clară din evoluția văii (Josan, 1979), după stabilizarea cursului de apă pe acest traseu, ulterior exondării depresiunii.

Terasele Târnavei. Chiar dacă acest râu se formează în urma confluentei de la Blaj, a două râuri importante ale depresiunii (Târnava Mare și Târnava Mică), valea care s-a format în aval este destul de scurtă, doar 15 km, până la confluența cu Mureșul. Comparativ de pildă cu situația din aval de confluența celor două Someșuri, complexitatea reliefului din Culoarul Târnavei, este una destul de scăzută, fapt reflectat și morfologia și dispunerea teraselor.

Ele se prezintă sub forma unor fragmente relativ uniforme, sub aspect morfologic, fiind constituite din pietrișuri și nisipuri pleistocene, a căror grosimi ajung până la 10 m pe alocuri. Au fost identificate opt terase, la care se adaugă un nivel format din umeri de vale (Josan, 1979; Buza, 1997; Mărculeț și Mărculeț, 2001):

- terasa I sau lunca (2 – 4 m) este bine dezvoltată, cu lățime de 1,9 km la Crăciunelu de Jos, și însoțește râul pe ambele părți. Sub aspectul structurii, la partea inferioară are pietrișuri, peste care urmează nisipuri și orizonturi de argilă;
- terasa a II-a (8 – 12 m) apare sub formă de fragmente așa cum sunt cele de pe versantul stâng din amonte de Crăciunelu de Jos, de la Cistei și cele de la Mihalț;
- terasa a III-a (18 – 25 m) este prezentă la: Blaj, Crăciunelu de Jos și Cistei;
- terasa a IV-a (30 – 40 m) s-a păstrat la Blaj (fig. 6. 49), Tiur (pe versantul stâng), la Bucerdea Grânoasă (pe versantul drept) și între Obreja și Mihalț (pe versantul stâng);

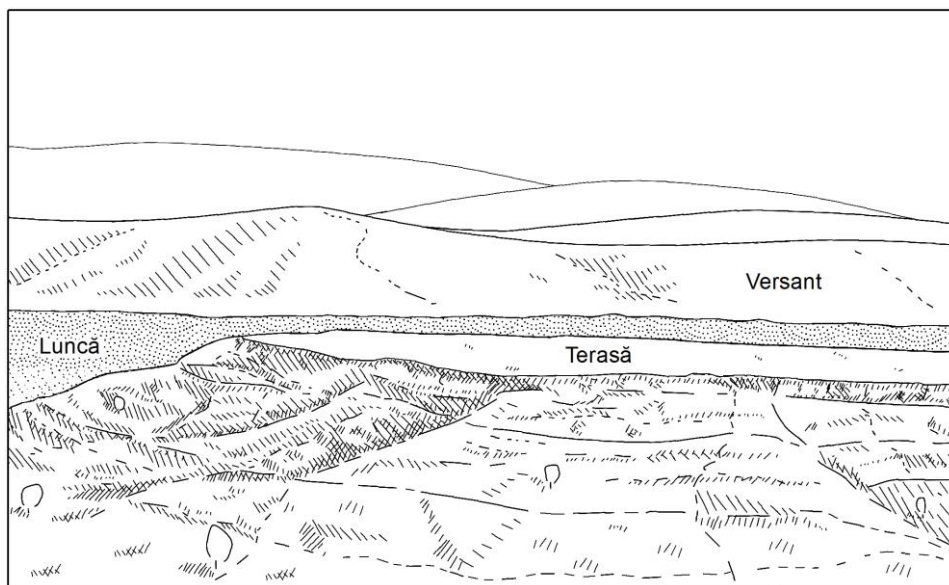


Fig. 6. 49. Terasa a patra a Târnavei la Blaj

- terasa a V-a (50 – 60 m) se întâlnește la Bucerdea Grânoasă, la est de Cistei (pe versantul stâng) și la sud de Obreja (pe versantul drept);
- terasa a VI-a (80 – 90 m) apare sub formă de fragmente la Bucerdea Grânoasă (pe versantul drept) și la sud de Mihalț (pe versantul stâng);
- terasa a VII-a (110 – 120 m) s-a păstrat sub forma unui fragment la sud de Crăciunelu de Jos;
- terasa a VIII-a (130 – 140 m) se poate observa pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Târnavei;
- nivelul de 150 – 160 m este prezent pe partea stângă a văii, în continuarea nivelului de vale.

Terasele Târnavei Mari prezintă diferențieri în funcție de particularitățile unităților morfostructurale în care s-au format. Din acest motiv ele vor fi prezentate separat, pentru cele două sectoare reprezentative ale culoarului acestea din depresiune, și anume cel din amonte, respectiv cel din aval de Vânători. Începând de la Zetea și până la Vânători Târnavă Mare traversează Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, pentru ca în aval ea să curgă prin Podișul Târnavelor.

Terasele Târnavei Mari, din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, sunt inegal dezvoltate și păstrate sub formă de fragmente, îndeosebi în sectoarele mai largi ale culoarului de vale, cu aspect depresionar. Terasele Târnavei Mari sunt în număr de șapte și prezintă următoarele altitudini relative și caracteristici (Mac, 1972):

- terasa a I-a sau lunca (4 – 6 m) însoțește cursul pe întregul sector considerat, cu excepția îngustărilor din aval de Oțeni, Dejuțiu și Porumbenii Mici;
- terasa a II-a (8 – 15 m) s-a păstrat sub formă de fragmente începând de la intrarea râului în depresiune la Zetea. Alături de această locație se mai întâlnește la Târnavița, Brădești, Odorheiu Secuiesc, Dejuțiu, Porumbenii Mari și Cristuru Secuiesc (fig. 6. 50);

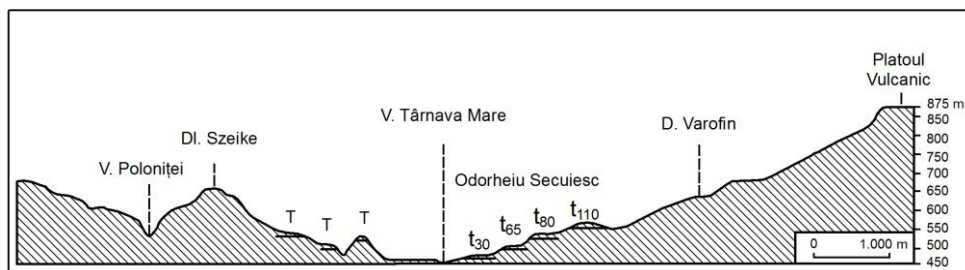


Fig. 6. 50. Profil transversal prin Valea Târnavei Mari, la Odorheiu Secuiesc (Mac, 1972, p. 113)

- terasa a III-a (18 – 24 m) este și ea prezentă sub formă de fragmente la Zetea (pe partea stângă), la Brădești, Odorheiu Secuiesc, Dejuțiu, Porumbenii Mari și Cristuru Secuiesc;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) s-a păstrat la Brădești, Odorheiu Secuiesc și Cristuru Secuiesc;

- terasa a V-a (50 – 65 m) se face remarcată la Brădești, Odorheiu Secuiesc, Mugeni, Lutița și Cristuru Secuiesc;

- terasa a VI-a (75 – 85 m) s-a conservat la Brădești, Odorheiu Secuiesc, Dejuțiu, Secuieni, Porumbenii Mari și Cristuru Secuiesc;

- terasa a VII-a (100 – 120 m) poate fi întâlnită la Brădești, Odorheiu Secuiesc, Tăureni, în aval de Oțeni (unde în cadrul defileului apare pe ambele părți), Porumbenii Mari și Cristuru Secuiesc.

Terasele superioare ale Târnavei Mari s-au menținut îndeosebi sub formă de umeri izolați, căroră le lipsesc stratul de pietriș aluvial (Mac, 1972).

Terasele Târnavei Mari, din Podișul Târnavelor, sunt dispuse atât asimetric în cadrul culoarului de vale, cât și inegal, pe diferitele sectoare de râu. Cel mai bine dezvoltate sunt în sectorul Sighișoara – Mediaș, unde apar sub forma unor fâșii aproape continui, prezentând doar mici întreruperi din loc în loc (Bălănescu, 1992). Între Mediaș și Copșa Mică s-au păstrat destul de puține fragmente de terasă, pentru ca în aval de confluența cu Visa, de la Copșa Mică, ele să fie bine dezvoltate îndeosebi în sectorul Micăsasa – Țapu, precum și la confluența Târnavelor de la Blaj.

Dintre terasele Târnavei Mari cele mai bine sunt păstrate cele inferioare, în timp ce restul, se întâlnesc doar sub formă de fragmente la est de Sighișoara, la Copșa Mică, Țapu și Blaj.

Principalele trăsături ale teraselor Târnavei Mari, între Vânători și Blaj, sunt următoarele (Bălănescu, 1992):

- terasa I-a sau de luncă (2 – 3 m) este cea mai bine păstrată și mai extinsă, însoțind râul pe toată lungimea lui. Altitudinea ei scade de la 350 m, cât are la Sighișoara, la 244 m cât are la Blaj;

- terasa a II-a are o altitudine relativă de 8 – 12 m și este prezentă îndeosebi pe partea stângă a culoarului de vale, sub formă de fragmente. Primul începe din aval de Sighișoara și se continuă până la vest de Daneș. Următoarele fragmente apar la vest de Saroș pe Târnavă, apoi la Alma și la confluența Văii Ațelului cu Târnavă Mare. Se remarcă în continuare fragmentul ce se extinde de la Bratei până la Mediaș. Acest nivel de terasă mai este prezent la Copșa Mică (fig. 6. 51), apoi la confluența cu Valea Șeica Mică, la Micăsasa, Lunca, Valea Lungă, Mănărade și la Blaj (unde a oferit condiții prielnice pentru dezvoltarea orașului);

- terasa a III-a (15 – 20 m) este prezentă și ea sub formă de fragmente, localizate mai ales pe partea stângă a văii. Dintre acestea se remarcă cele dintre Sighișoara și Daneș, cel de la Hoghilag, Dumbrăveni, la vest de Saroș pe Târnavă, la Alma (localitate situată pe fragmente ale acestui nivel); la vest de Mediaș mai apare doar la localitatea Târnavă;

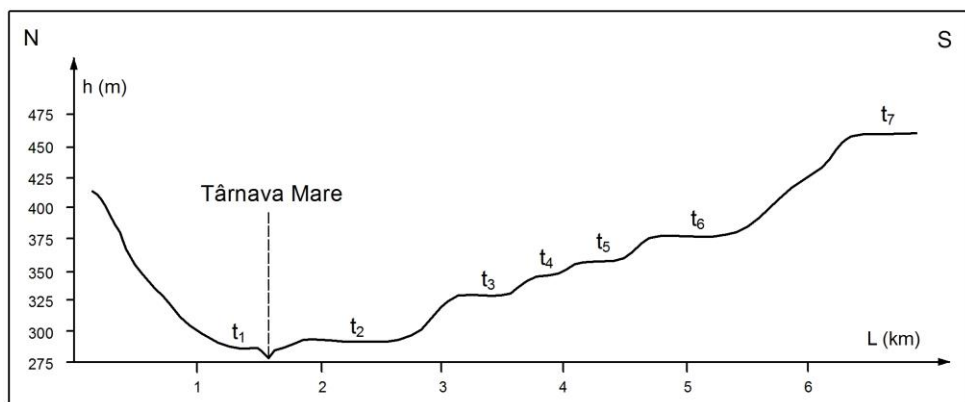


Fig. 6. 51. Profil transversal în valea Târnavei Mari la Copșa Mică (Bălănescu, 1992, p. 49)

- terasa a IV-a (30 – 35 m) în amonte de Sighișoara este prezentă sub formă de fragmente la Odorhei, la Vânători și Albești. Între Sighișoara și Copșa Mică apare doar la Bratei, sub forma unui fragment de dimensiuni reduse, al cărui frunte a fost distrusă de exploatarea materialelor de construcții în carieră. În aval de Copșa Mică se întâlnește imediat după confluența cu Visa, la baza Dealului Hulișoara, apoi la est de Țapu, la Lunca și la confluența Târnavelor, pe al cărei pod se află localitatea Ciufud. În cazul acestei terase, atât podul, cât și fruntea sunt bine păstrate;

- terasa a V-a (55 m) se întâlnește la Albești, unde se prezintă sub forma unor umeri. În aval de Sighișoara s-a păstrat doar sub forma unor fragmente la Copșa Mică. Mai bine dezvoltată este imediat în aval de Copșa Mică (la Zăvoiul de Sus) și la est de Țapu, unde este foarte bine evidențiată printr-o frunte înclinată;

- terasa a VI-a (70 – 80 m) se găsește sub formă de fragmente la Vânători, Albești, imediat în aval de Sighișoara (în Dealul Potmoale și Dealul Hulii), la Copșa Mică și la Blaj (podeiul de deasupra cartierului Berc și locul la Răzoare deasupra cartierului Veza);

- terasa a VII-a (95 – 110 m) se întâlnește sub forma unor fragmente la Vânători, Albești, în aval de Sighișoara (Dealul Hulii), Dumbrăveni (Dealurile Dumbrava și Răzoare), Mediaș, la Copșa Mică și în amonte de Blaj (la Mănărade, unde are aspect de umeri).

Prezența acestor terase în aval de Copșa Mică, deosebit de dezvoltate pe alocuri (sectorul Țapu - Micăsasa) susțin ipoteza curgerii Târnavei Mari pe traseul actual, încă de la formarea rețelei hidrografice primare din Depresiunea Transilvaniei.

Terasele Târnavei Mici prezintă și ele diferențe altitudinale în funcție de unitatea morfostructurală în care s-au format.

În amonte de Sângeorgiu de Pădure (Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt) ele prezintă următoarele trăsături (Mac, 1972):

- terasa a I-a (3 – 6 m) este prezentă de-a lungul întregului curs pe acest sector, încă de la intrarea râului în depresiune. Înregistrează dezvoltare maximă la Chibed, unde are o lățime de 700 m;

- terasa a II-a (10 – 15 m) s-a păstrat sub formă de fragmente; mai reprezentativ este cel pe care se află gara de la Sovata, de unde se continuă pe partea stângă până la Chibed. Se mai întâlnește la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a III-a (20 – 25 m) se găsește sub forma unei fâșii, pe partea stângă, între Sovata și Chibed, apoi la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a IV-a (40 – 50 m) s-a menținut sub formă de fragmente, pe partea stângă, între Sovata și Chibed, precum și la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a V-a (75 – 80 m) este prezentă în aval de Sovata, pe partea dreaptă a văii, având aspect de fragmente;

- terasa a VI-a (90 – 112 m) se întâlnește sub formă de umeri, pe partea dreaptă a culoarului de vale.

În aval de Ghindari recunoașterea teraselor Târnavei Mici este îngreunată din cauza degradării și parazitării lor, de către materialele rezultate în urma proceselor geomorfologice de versant.

Terasale Târnavei Mici, din aval de Sângeorgiu de Pădure (Dealurile Târnavei Mici), sub aspectul poziției și al extensiunii, au fost influențate de asimetria evidentă a văii. Dintre principalele caracteristici ale acestora se remarcă (Josan, 1979):

- terasa I-a sau lunca (3 – 6 m), cu toate că pe anumite sectoare este foarte îngustă (la Cetatea de Baltă) sau aproape că lipsește (la Petrisat), ajunge la lățimi de până la 1,5 la Târnăveni, însoțind râul pe întregul său parcurs;

- terasa II-a (8 – 12 m) este prezentă sub formă de fragmente în perimetrul următoarelor localități: Agrișteu, Șoimuș, Laslău Mare, Idrifaia, Bernadea, Gănești, Adămuș, Pănade, Sâncel, Petrisat și Blaj;

- terasa a III-a (18 - 25) se întâlnește mai ales pe partea stângă a văii între Sângeorgiu de Pădure și Dumitrești, unde se extinde în lungime pe 6 km și are lățimi cuprinse între 50 și 200 m. Alte locații unde se mai întâlnește sunt: Laslău Mare, Adămuș Târnăveni, Cornești, Lunca Târnavei și Blaj. La Adămuș, în depozitele terasei a treia există structuri periglaciare, reprezentate prin pungi și franjuri (Josan, 1979);

- terasa a IV-a (30 – 40 m) deși este fragmentată de afluenții Târnavei Mici și parazitată cu materiale provenite de pe versant sau distrusă de procesele geomorfologice, reprezintă nivelul fluvial cel mai bine păstrat. Această afirmație este susținută de continuitatea sa în lungul văii, precum și de extensiunea considerabilă a podului său, care ajunge la lățimi de până la 800 m (la Agrișteu și Bernadea). Cele mai reprezentative sectoare în care ea s-a păstrat sunt: Chendu, Agrișteu - Valea

Zagărului, Adămuș, Cetatea de Baltă, Jidvei – Feisa, Jidvei – Sona și Blaj. În deschiderile existente, acest nivel prezintă o structură fluvială evidentă, alcătuită dintr-un orizont grosier, la partea inferioară, prevăzut cu pungi periglaciare, peste care urmează orizont fin alcătuit din nisipuri și mături;

- terasa a V-a (50 – 60 m) reprezintă și ea o treaptă evidentă a Culoarului Târnavei Mici, fiind cel mai bine păstrată, pe ambii versanți, la Sângeorgiu de Pădure. Cele mai caracteristice sectoare unde s-a mai păstrat sunt: Gănești, Adămuș, între Cornești și Cetatea de Baltă, Feisa și Blaj;

- terasa a VI-a (80 – 90 m) s-a menținut doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafață, așa cum sunt cele de la: Bordoșiu (pe interfluviul dintre văile Roua și Vețca), Dumitrești, Șoimuș, Adămuș, Feisa, între Lunca Târnavei și Sâncel (unde pe partea stângă a văii are o lungime de aproape 2 km și lățime de până la 500 – 600 m);

- terasa a VII-a (110 – 120 m), la fel ca precedentă se găsește doar sub forma unor fragmente izolate, cu aspect de umeri, prezenți pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Târnavei Mici, de pe sectorul Sângeorgiu de Pădure – Agrișteu;

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) deși are o extensiune la fel de redusă ca precedentă, este totuși bine reprezentată în câteva sectoare: între Dumitrești și Șoimuș (Dealul Secuiului, 415 m), la Feisa și între Sâncel și Blaj;

- terasa a IX (150 – 160 m) este și ea păstrată doar sub formă de fragmente, cele mai expresive fiind cele de la: Dumitrești (Dealul Căpușului, 475 m), Adămuș (Dealul Cireșului, 428 m), Cetatea Baltă (Dealul Fundătura, 425 m), Lunca Târnavei (Dealul Dosul Rotunzii, 408 m) și Sâncel.

Disponerea monolaterală a teraselor în cadrul văii a fost determinată de abaterea râului spre nord, aspect datorat atât structurii, cât și împingerii realizată de către afluenții de pe partea stângă, mult mai dezvoltată decât cei de pe partea dreaptă.

În cazul Târnavei Mari și a Târnavei Mici, cu excepția terasei de luncă și a celei superioare, ele sunt dispuse preponderent monolateral, pe partea stângă, conform deplasării cursului de apă, pe măsură ce s-a adâncit spre nord.

În Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, alături de râurile principale, terase se găsesc și pe următorii afluenți (Mac, 1972): Nico Alb, Goagiu, Nirajul Mic și Gurghiu, chiar dacă nu în serie completă, lipsind terasele superioare.

Terasele Nirajului cu toate că sunt bine dezvoltate s-au păstrat doar sub formă de fragmente. Ele se racordează cu ale Mureșului și au următoarele caracteristici (Josan, 1979):

- terasa I-a sau luncă (2 - 3 m) este bine dezvoltată și prezintă continuitate îndeosebi în aval de Miercurea Nirajului, unde depășește de multe ori 1 km lățime;

- terasa a II-a (8 - 12) s-a păstrat sub forma unor fragmente așa cum sunt cele de pe partea dreaptă a văii, dintre Crăciunești și Nicolesți;

- terasa a III-a (18 – 25 m) cu toate că este mai bine conservată decât precedenta, apare doar între Gălățeni și Gruîșor;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) este cea mai reprezentativă dintre terasele Nirajului, fiind păstrată pe partea dreaptă a râului începând de la Nicoleşti și până la confluența cu Mureșul, precum și mai în amonte, între Gălești și Păsăreni (în acest sector în structura terasei sunt prezente pietrișuri în amestec cu nisipuri cu grosimi cuprinse între 3 și 5 m).

Alături de acestea în Valea Nirajului mai pot fi identificate și alte fragmente de terasă, racordabile cu terasa a VII-a și a VIII-a de pe Mureș, datând din perioada în care, din componența bazinului hidrografic al Nirajului făcea parte și cursul superior actual al Târnavei Mici.

Terasele Secașului Mare. În urma analizei acestora s-au desprins câteva caracteristici de ordin general (Raboca, 1977; Raboca, 1995; Sandu, 1998):

- toate nivelele de terasă au aspect fragmentar;
- elementele morfologice sunt puternic modificate, respectiv podul terasei are o înclinare relativ accentuată, iar fruntea are, în majoritatea situațiilor, valori reduse ale declivității;

- terasele sunt dezvoltate preponderent pe versantul stâng, pe cel drept existând doar câteva fragmente ale teraselor superioare;

- prezența depozitelor de versant, pe podurile teraselor, demonstrează că în timpul formării lor, dar mai ales după aceea, a avut loc o degradare a părții superioare a versanților, prin procese geomorfologice specifice, care au determinat retragerea lor și acumularea la partea inferioară a unor depozite de tip glaciș.

În bazinul Secașului Mare au fost identificate și cartate șase terase (Raboca, 1977; Raboca, 1995; Sandu, 1998), la care se adaugă și nivelul de 90 – 125 m, asupra căruia autorii citați păstrează unele rezerve pentru a-l încadra la terase. Acestea prezintă următoarele trăsături:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) urmărește râul pe aproape toată lungimea lui, având o lățime ce variază de la câteva zeci de metri la 800 m. Lunca cu toate că apare pe ambele părți ale râului nu este dezvoltată uniform; în funcție de amplitudinea meandrelor și aportul de materiale aduse de pe versanți sau prin intermediul afluenților, este dezvoltată neuniform când pe o parte, când pe alta a văii; unitatea de luncă s-a format și în văile afluenților Secașului Mare (Apold, Dobârca, Gârbova, Călnic etc.), unde apare sub forma unor fâșii înguste de 80 – 200 m, dispusă monolateral, îndeosebi pe partea stângă;

- terasa a II-a (7 – 12 m) a fost pusă în evidență doar pe partea stângă a Secașului Mare, unde este cel mai bine dezvoltată, în apropierea localităților Apoldu de Jos, Miercurea Sibiului, Cunța și la nord de Răhău. Cu toate că este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafață, elementele sale morfologice sunt bine păstrate. Lipsa acestui nivel pe partea dreaptă a fost pusă pe

seama deplasării succesive a râului spre nord, ca efect a împingerii realizate de către afluenții care vin din munte;

- terasa a III-a (18 – 25 m) este dezvoltată mai ales pe versantul stâng al văii, în timp ce pe partea dreaptă a putut fi pusă în evidență doar în apropierea localității Cut și al Băilor de la Miercurea. Se prezintă sub formă de fragmente, dintre care mai bine păstrate sunt cele din perimetrul localităților Miercurea Sibiului, Cunța și la est de Sebeș; în structura sa sunt prezente pietrișuri bine rulate, peste care urmează depozite mai fine, inclusiv un orizont de sol fosil.

- terasa a IV-a (35 – 45 m), prezintă și ea sub formă de fragmente, nu mai are înfățișarea morfologică a nivelelor anterioare, podul terasei având o înclinare relativ accentuată, iar contactul cu terasa următoare este acoperit cu materiale deluviale. Fragmente ale acestei terase au fost întâlnite între Valea Apoldului și Valea Gârbovei, între văile Dobârca și Gârbova, apoi între văile Gârbova și Călnic, între văile Călnic și Răhău, precum și între Cunța și Sebeș. Pe partea dreaptă apare doar în aval de confluența Secașului cu Valea Sângătin;

- terasa a V-a (50 – 65 m) are elementele morfologice alterate, datorită atât a proceselor de versant care au afectat-o, cât și a celor antropice. Podul terasei este înclinat, țâțâna acoperită cu materiale coluviale, iar fruntea înclină ușor spre terasa inferioară. Fragmentele ale acestei terase se găsesc în perimetrul localității Miercurea Sibiului.

- terasa a VI-a (75 – 85 m) cu toate că este dezvoltată mai mult pe partea stângă a râului, ea este prezentă și pe partea dreaptă sub formă de fragmente, așa cum sunt cele din amonte de Cunța. Și în acest caz elementele morfologice sunt alterate datorită proceselor geomorfologice care au afectat-o;

- nivelul de 90 -120 m are mai mult aspectul unor umeri, care prin analogie morfologică, au fost încadrați în categoria teraselor (Raboca, 1995). Se remarcă în acest sens fragmentele de pe partea dreaptă a Secașului Mare, dar și cele de pe partea stângă, din apropierea localității Apoldul de Jos.

Terasele Secașului Mic. Un alt râu din bazinul Mureșului, pe care s-au format și păstrat terase fluviale, este reprezentat de către Secașul Mic. În culoarul asimetric al acestuia s-au păstrat șase terase, dispuse preponderent pe partea stângă, la care se adaugă și un nivel morfologic cu aspect de umeri de vale. Ele au următoarele caracteristici (Raboca, 1995):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) urmărește râul pe toată lungimea lui, având o lățime ce variază de la câțiva zeci de metri (la Sădinca) până la aproape 1 km (în aval de localitatea Colibi);

- terasa a II-a (9 – 10 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse la suprafață, așa cum sunt cele de la: Broșteni, Roșia de Secaș și Secășel;

- terasa a III-a (18 - 25) s-a păstrat doar între Broșteni și Colibi, pe partea stângă, fiind bine păstrată la Roșia de Secaș și Secășel. În structura s-a există depozite fluviale formate din nisip în amestec cu pietriș;

- terasa a IV-a (30 – 45 m) este cel mai bine dezvoltat nivel fluvial, din cadrul Văii Secășului Mic. Fragmentele cele mai reprezentative sunt cele de la: confluența cu Valea Păuca, Roșia de Secaș, Tău și Secășel;

- terasa a V-a (50 – 65 m) s-a păstra și ea sub formă de fragmente, pe partea stângă, în aval de confluența cu Pârâul Gârbău;

- terasa a VI-a (70 – 85 m) este prezentă sub formă de fragmente, localizate pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Secășului Mic;

- nivelul de 90 – 120 m are aspectul unor umeri de vale, cu elemente morfologice specifice teraselor. Acest nivel s-a păstrat și pe partea dreaptă a culoarului, îndeosebi în aval de Secășel.

Alături de terasele din văile râurilor menționate anterior, în bazinul Mureșului terase s-au mai format și păstrat și în cazul următorilor afluenți: Arieș, Visa, Pârâul de Câmpie și Comlod.

În cazul Arieșului se remarcă existența a șase terase, dispuse mai ales pe partea dreaptă a râului, care pe parcursul Cuaternarului și-a păstrat tendința de batere spre versantul strâng. Ele sunt dispuse în evantai în cadrul culoarului și prezintă următoarele altitudini relative (Savu et al., 1973; Morariu et al., 1970): t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 12 m, t_3 20 – 25 m, t_4 35 – 40 m, t_5 50 – 55 m, t_6 70 – 75 m. Dintre acestea terasa superioară este bine dezvoltată și pe versantul stâng la Turda, unde are forma unor poduri extinse, fragmentate de afluenții de stânga ai Arieșului. Terasa a treia și a patra au extensiuni considerabile pe partea dreaptă, podul lor ajungând la lățimi de peste 2 km, începând din aval de localitatea Mihai Viteazu și până la confluența cu Mureșul.

Și în Culoarul Visei, alături de luncă s-au păstrat câteva fragmente ale teraselor inferioare. Așa cum sunt cele de la: Loamneș, Șeica Mare, Agârbiciu și Axente Sever.

La rândul lor, cei doi afluenți principali ai Mureșului (Pârâul de Câmpie și Comlod), care vin din Câmpia Transilvaniei, și-au format alături de luncă încă două sau trei terase, din care s-au păstrat doar fragmente izolate (Baciu, 2006). La această situație s-a ajuns și din cauza distrugerii și parazitării lor, cu materiale provenite de pe versant, ca urmare a proceselor geomorfologice specifice.

Terasele din bazinul Oltului. Dintre râurile pe care s-au format și păstrat terase fluviale, alături de Olt, se remarcă: Hârțibaciul, Cibinul, Săliște, Homorodul Mare și Homorodul Mic.

Terasele Oltului. Încă de la intrarea în Depresiunea Transilvaniei, la Hoghiz, alături de luncă el și-a format și păstrat terase fluviale. Acestea sunt mai dezvoltate și bine păstrate în Depresiunea Făgăraș.

Este vorba atât de terasele Oltului, cât și de cele ale afluenților săi de stânga, pe care Popescu (1990) le denumește glacisuri-terase. Acestea au rezultat în urma îmbucării conurilor de eroziune laterală și acumulare aluvio-proluvială, formate în lungul râurilor cu izvoarele în Munții Făgăraș. Ele au rămas suspendate, în funcție de condițiile locale, la diverse altitudini relative față de albie, sub formă de terase (Popescu, 1990). Spre Olt, părțile laterale ale acestora se contopesc, formând trepte continue cu aspect de terasă sau trec în terasele propriu-zise ale acestuia. Către sud, la contactul cu muntele, conform autorului citat, netezimea lor devine din ce în ce mai redusă, glacisurile-terase trecând treptat, în categoria conurilor fluvio-periglaciare. Terassele și glacisurile terase prezintă diferențieri în cadrul depresiunii, motiv pentru care vor fi prezentate la nivel de compartimente: central, vestic și estic.

În cadrul părții centrale a câmpiei piemontane a Depresiunii Făgăraș s-au format trei generații de glacisuri terase (Popescu, 1990), la care se adaugă lunca Oltului:

- lunca Oltului (2 – 3 m) îl însoțește pe întreg cuprinsul depresiunii, coborând altitudinal de la 432 m (Veneția de Jos) la 355 m (Turnu Roșu). Ea este dispusă mai ales pe partea stângă a râului și are lățimi care oscilează între 0,35 și 3,2 km. În structura sa sunt prezente două orizonturi distincte: unul inferior (alcătuit din pietrișuri aluviale rulate, în amestec cu nisip și bolovăniș, cu grosime de 6 – 11 m) și unul superior (alcătuit din fracțiuni fine și argiloase, cu grosime de 0,3 – 4 m);

- glacisul-terasă inferior este mai bine dezvoltat spre lunca Oltului, față de care apare retezat și suspendat. În partea centrală a depresiunii, în lungul Oltului s-a dezvoltat ca terasă de luncă aluvială, ce domină lunca propriu-zisă cu 2 – 3 m, ajungând la altitudini relative de 5 – 12 m. El pătrunde sub forma unei terase joase, de 1,5 – 4 m, și pe văile ce coboară din Munții Făgăraș. În structura sa sunt prezente pietrișuri și nisipuri slab rulate, necimentate, care spre suprafață trec într-un orizont nisipos grosier;

- glacisul-terasă mediu, format în detrimentul celui precedent, pătrunde în lungul afluenților de stânga ai Oltului, sub forma unei terase ce devine tot mai îngustă spre amonte (fig. 6. 51). Față de Olt are altitudini relative variabile, cuprinse între 5 și 25. Cuvertura aluvio-proluvială are în componență pietrișuri rulate, localizate într-o matrice nisipoasă, gălbuie, la a cărei parte superioară există un strat de circa 0,5 m grosime de nisipuri-lutoase sau nisipuri gălbui. Pe alocuri la contactul dintre aceste orizonturi, atât la glacisul-terasă superior cât și cel mediu, pot fi observate franjuri periglaciare sau ondulări de solifluxiune, ce permit corelarea genezei acestor trepte, cu oscilațiile climatice din Pleistocenul superior;

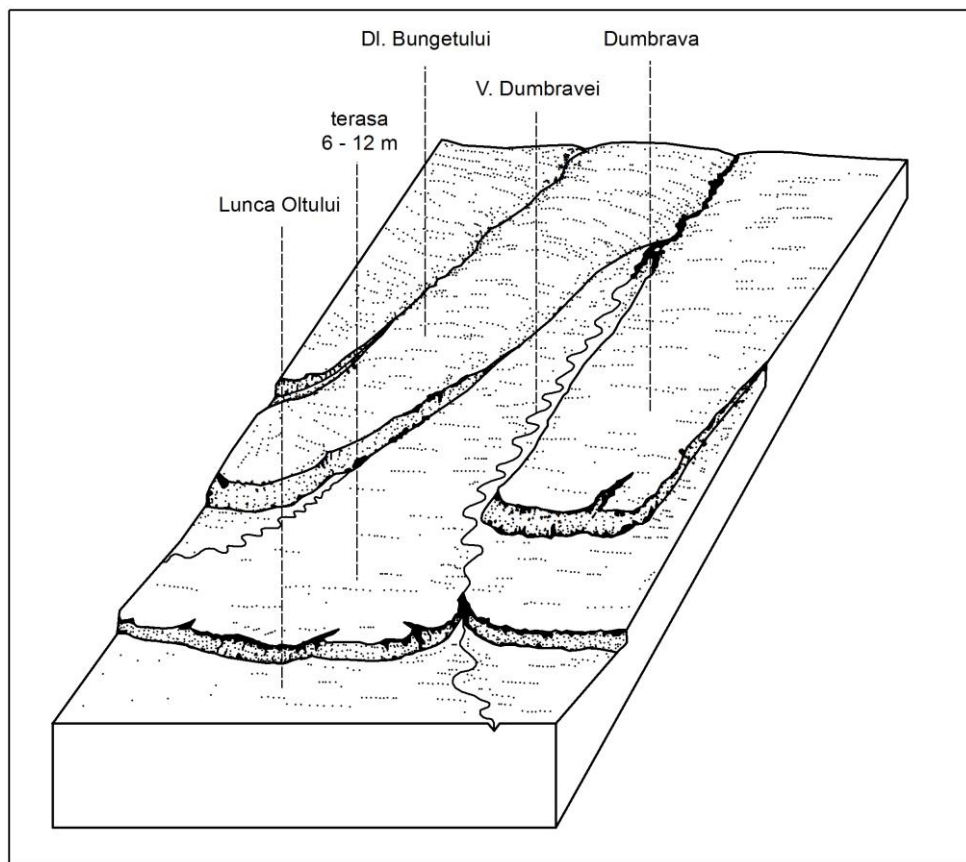


Fig. 6. 51. Pătrunderea terasei de 6 – 12 m, corespunzătoare glacisului terasă mediu, sub forma fundurilor de vale suspendate, între Sâmbăta de Sus și Oltet (Popescu, 1990, p. 109)

- glacisul terasă superior, definește prin marea s-a extindere, morfologia compartimentului central al depresiunii, dintre văile Avrig și Sâmbăta. Spre Olt rămâne suspendat la 30 – 35 m față de luncă sau se dezvoltă sub formă de terase cu altitudini similare. La vest de Pârâul Mârșa această treaptă este înlocuită de terasele de 60 – 70 m și 45 – 50 m, în timp ce în compartimentul estic și în culoarul depresionar Hoghiz-Veneția este înlocuit de terasa Oltului de 25 – 30 m. În structura s-a predomină pietrișurile bine rulate, prinse într-o masă de nisipuri gălbui-roșcate, peste care urmează o cuvertură de luturi nisipoase gălbui, cu grosime de până la 2 m.

În afara acestor glacisuri-terasă, în partea vestică a Depresiunii Făgăraș, la vest de Valea Mârșa, sunt prezente și terase tipice, formate de către Olt, înainte de intrarea în defileu. Împreună cu lunca ele prezintă următoarele caracteristici (Popescu, 1990):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) este prezentă pe ambele părți ale râului, morfologia ei fiind una modificată antropic, ca urmare a lucrărilor de amenajare în scopuri hidroenergetice a Oltului;

- terasa a II-a (6 – 12 m) s-a păstrat, în bazinetul de la Boița, precum și pe partea stângă, sub forma unei fâșii înguste, între Avrig și Turnu Roșu;

- terasa a III-a (22 – 25 m), corespundență a glacisului terasă mediu din partea centrală a depresiunii, s-a păstrat între văile Avrig și Sebeșul Mare, apoi la Sebeșul de Sus și Sebeșul de Jos, Turnu roșu și Boița;

- terasa a IV-a (45 – 60 m) s-a păstrat doar între Sebeșul de Jos și Turnu Roșu, pe partea dreaptă a Văii Nișului;

- terasa a V-a (60 – 70 m) corespunde glacisului terasă superior din partea centrală a depresiunii și s-a păstrat sub formă de fragmente la: Avrig, Mârșa, între Sebeșul de Jos și Turnu Roșu și în aval de Turnu Roșu unde este fragmentată de Valea Priboiului;

- terasa a VII-a (80 – 85 m) s-a păstrat doar între văile Racovița și Mârșa, sub forma unei prispe la poalele Dealului cu Humă;

- terasa a VIII-a (110 m) este prezentă doar la sud-vest de Turnu Roșu, în Dealul Stârcilor;

- terasa a IX-a (140 – 150 m) considerată terasa superioară a Oltului în defileu, este prezentă sub forma unor fragmente și pe partea stângă a depresiunii, cum sunt cele din dealul cu Humă, Dealul Putinel și Dealul Lăcșorului.

Și în partea estică a depresiunii, la est de Valea Șercaia, aceleași glacisuri-terasă, primesc aspect de terasă tipică. Alături de luncă, ele prezintă următoarele caracteristici (Popescu, 1990):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) însoțește cursul Oltului pe ambele părți și are aspectul unei trepte aluviale bine dezvoltate;

- terasa a II-a (5 – 10 m) este dezvoltată pe suprafețe reduse și are caracter de conuri aluviale retezate de Olt. Se remarcă în acest sens fragmentul de pe dreapta Văii Veneția;

- terasa a III-a (15 – 17 m) are aspectul unor conuri aluviale retezate de Olt, rămase cu aspect de terasă; se remarcă în acest sens cele de la confluențele văilor Părău și Veneția;

- terasa a IV-a (25 – 30 m) reprezintă treapta cea mai extinsă din acest compartiment. Este reprezentativă în câmpurile dintre văile Veneția și Știuca Mare (Dealul Ciocului), apoi dintre văile Știuca Mare și Părău (Dealul Durdușului), precum și dintre văile Părău și Găvanu (Dealul lui Chip).

Referitor la vârsta luncii și a glacisurilor-terasă Popescu (1990) consideră că s-au format începând din Pleistocenul mediu. Autorul citat consideră că, glacisul terasă superior s-a acumulat în prima și a doua parte a Weichselianului sau Würm-ului (W_1 , W_2) pe un pat de eroziune format în inter-glaciuarul Eemian sau Riss-Würm

(tot în acest interval, consideră că au fost acumulate și detașate terasele de 60 – 70 m și 40 – 45 m), glacisul-terasă mediu s-a acumulat în timpul stadiului glaciuar Würm₃ (concomitent cu terasa de 18 – 20 m), glacisul-terasă inferior și luncile afluenților s-au format în Tardiglaciuar (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului) și Holocenul inferior, iar lunca Oltului în Holocen.

Terasele Hârtibaciului. În Culoarul Hârtibaciului, alături de luncă, au fost identificate încă trei niveluri de terasă (Grecu, 1992):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) însoțește cursul râului începând din aval de Bărcut și până la vărsarea în Cibin. Prezintă lățimi variabile, care în sectoarele din amonte de îngustările văii, ajung la valori cuprinse între 500 – și 800 m. În sectoarele mai înguste, cum sunt cele dintre Benești și Alțâna, respectiv dintre Cașolț și Mohu, lățimea nu depășește 300 m, scăzând chiar și sub 100 m;

- terasa a II-a (10 – 15 m) apare sub formă de fragmente, reprezentative fiind în următoarele sectoare: confluența cu Pârâul Iacobeni, Agnita, confluența cu râul Albac, Alțâna, Nocrich, Hosman și Cornățel. Resturi ale acestei terase se întâlnesc și pe următorii afluenți: Zlagna, Zăvoi și Roșia;

- terasa a III-a (20 – 35 m) s-a păstrat mai ales pe partea dreaptă a râului, începând din aval de Brădeni. Cele mai reprezentative locații unde apare sunt: Alțâna, Nocrich, Cornățel și Cașolț;

- terasa a IV-a (40 – 55 m) este prezentă tot sub formă de fragmente pe partea dreaptă a culoarului de vale, îndeosebi la confluențele cu următoarele râuri: Valea Stricăță, Coveș, Bârghiș, Albac și Vurpăr. Fragmente ale acestei terase s-au păstrat și la Alțâna.

Terasele Cibinului. Un alt afluent al Oltului în valea căruia s-au format terase este Cibinul. În cazul acestui râu, în afară de luncă s-au format încă trei terase, păstrate mai ales pe partea dreaptă a văi (Sandu, 1998):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) are lățimi cuprinse între 0,5 și 3 km. În cadrul sectorului Gura Râului – Sibiu este dezvoltată uniform pe ambele părți ale Cibinului, în timp ce pe sectorul Sibiu – Tâlmăciu este asimetrică, fiind prezentă mai ales pe partea dreaptă. În structura s-a sunt prezente două orizonturi distincte: unul inferior, alcătuit din pietrișuri rulate în amestec cu nisipuri grosiere, și altul superior, în cadrul căruia predomină formațiunilor fine, nisipoase și argiloase de culoare galbenă, brună și brun-roșcată;

- terasa a II-a (5 – 10 m) este bine dezvoltată între Gura Râului și Sibiu, de unde se continuă apoi până la Tâlmăciu. În structura terasei este prezent un strat de pietrișuri cu grosimi care variază în medie între 0,2 și 0,6 m, pentru ca pe alocuri să ajungă și la 1,5 m;

- terasa a III-a (15 – 25 m) s-a păstrat sub forma unor poduri largi, fragmentate de afluenții de dreapta ai Cibinului, începând de la Sibiu și până la Tâlmăciu. Acest nivel este prezent și pe partea stângă a Cibinului, între Cristian și

Sibiu. În structura ei sunt prezente orizonturi de pietrișuri la partea inferioară, cu grosime de până la 2 m, peste care urmează nisipuri grosiere și nisipuri lutoase. În deschiderile din Valea Sevișului (din amonte de Șelimbăr) pot fi observate pungi periglaciare, prevăzute cu crioturbații, și ondulări de solifluxiune, de natură periglaciară. Această terasă este prezentă și pe partea dreaptă a râului Sadu, începând de la localitatea Sadu până la Tâlmăciu;

- terasa a IV-a (40 – 50 m) s-a păstrat și ea, sub formă de fragmente, pe partea dreaptă a Cîmbului, așa cum sunt cele de la: Orlat, Cristian, Sibiu, Șelimbăr (Dealul Burchii), Veștem (Dealul Măguricii) și Tâlmăciu. În structura ei sunt prezente pietrișuri bine rulate, mărunte, localizate într-o matrice nisipoasă gălbui-roșcată, acoperită cu un strat de nisipuri lutoase sau nisipuri gălbui.

În bazinul Cîmbului, terase s-au dezvoltat și pe afluentul său Săliște. Este vorba alături de luncă de încă două terase (t_2 5 – 10 m și t_3 15 – 20 m), prezente pe ambele părți ale văii, între Săliște și Săcel.

De asemenea, terase există și pe Homorodul Mare și Mic ele având următoarele altitudini relative (Mac, 1972): t_1 3 – 5 m, t_2 8 – 10 m, t_3 15 – 20 m, t_4 30 – 40 m, t_5 50 – 65 m, t_6 70 – 85 m și t_7 95 – 120 m. Fragmente ale acestor terase sunt prezente îndeosebi în cuprinsul bazinetelor de eroziune, localizate în lungul culoarelor de vale la: Lueta, Merești, Ocand și Mercheașa (pe Homorodul Mic), respectiv Comănești, Mărtiniș, Sânpaul, Drăușeni și Cața (pe Homorodul Mare) (Mac, 1972).

În urma prezentării principalelor locații unde se găsesc terase în depresiune și a particularităților acestora, se pot formula câteva **concluzii** de ordin general.

Terasele din Depresiunea Transilvaniei se pot grupa, în funcție de elementele de ansamblu ce le caracterizează, în trei complexe morfogenetice și morfocronologice (Posea et al., 1974):

- complexul teraselor aluviale - le cuprinde pe cele 2 – 4 m, 6 – 12 m și 18 – 25 m. Ele se remarcă prin: extindere relativ mare, trepte bine exprimate în relief, grosime mare a aluviunilor, în care predomină nisipurile bine rulate, puțin alterare, la care se adaugă bolovănișuri și nisipuri cu sortare slabă. Partea inferioară a aluviunilor se găsește uneori sub talvegul actual, motiv pentru care au caracter aluvial. Sub aspect genetic sunt de tip climatic și datează din Pleistocenul superior-Holocenul inferior. Terassele inferioare fiind dezvoltate sub forma unor adevărate câmpuri etajate, sunt desemnate de către localnici prin cuvântul poderei;

- complexul teraselor aluviate - începe cu terasa reper de 30 – 40 m, prima cu caracter net aluvial (patul aluviunilor situat deasupra talvegurilor actuale) și se termină cu terasa de 90 – 115 m, ultima care mai păstrează clar toate elementele morfologice și structurale ale unei terase. Dintre caracteristicile acestor terase se remarcă: extensiune mare (cu deosebire la terasele de 30 – 35 m și 50 – 60 m), roca de bază se află deasupra talvegului, includ orizonturi de pietrișuri grosiere și bolovănișuri, nisipuri slab sortate, cu grosimi de 2 – 10 m, peste care se așază

materiale acoperitoare, de tipul luturilor, a căror grosime poate depăși 10 m, au 2 – 3 orizonturi de soluri fosile, la care se adaugă solurile actuale evoluate; au geneză tectono-climatică, iar vârsta este aproximativ pliocen mediu și superior;

- complexul teraselor în rocă - cuprinde treptele mai înalte de 90 - 110 m. Specificitatea acestora constă în: lipsa aluviunilor sau prezența lor sub forma unui orizont subțire, slab diferențiat; apar sub formă de fragmente în cadrul culoarelor de vale; sunt deranjate tectonic; terasele superioare sunt în general mai slab dezvoltate și conservate, cu elemente greu de identificat, datorită afectării lor ulterioare de procese geomorfologice de versant (Savu et al., 1973) de tipul alunecărilor de teren și al scurgerii apei pe suprafețe înclinate, precum și de activități antropice (exploatarea materialelor de construcții, agroterasări etc.); racordul teraselor superioare între ele sau cu versantul se realizează prin intermediul materialelor provenite de pe versanți, în urma derulării unor procese geomorfologice specifice; s-au format în timpul Pliocenului superior și a Pleistocenului inferior.

Pentru delimitarea acestor complexe au fost utilizate ca reper terasele de 30 – 40 m și 90 – 110 m.

Terasa de 90 – 110 m este cea mai veche treaptă, care se poate generaliza pe întreaga depresiune. Terasa de 30 – 35 m, deosebit de extinsă la unele râuri (Someșul Mare, Someșul Mic, Lăpuș, Bistrița, Șieu, Mureș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Niraj și Olt), este cea care face trecerea către grupul teraselor inferioare, la a căror geneză o contribuție substanțială au avut-o variațiile climatice.

Sistemul de terase transilvan are un număr de 7 – 8 trepte fluviale, la care în unele situații (Someș și Mureș), se adaugă un nivel superior. La râurile de ordin inferior, numărul teraselor este de 2 până la 5 și aparțin primelor două complexe morfogenetice (Posea et al., 1974). Prezența unui număr mai redus de terase, pe râurile autohtone, demonstrează pe de o parte că ele sunt văi mai tinere, iar pe de alta că au înregistrat numai fazele de formare a teraselor principale de pe râul colector, de obicei un râu cu izvoare în Munții Carpați.

Urmărite în profil longitudinal se remarcă existența unui paralelism între acestea și talveguri, fapt care permite racordări în sectoarele de confluență. Cele mai extinse și mai bine exprimate în relief sunt terasele de 30 – 40 m, 50 – 55 m și 90 – 110 m, deoarece au fost formate în condiții tectonice favorabile (Posea et al., 1974). Grosimea depozitelor lutoase ce parazitează formațiunile teraselor este mare, constituind o caracteristică de bază. Deformările tectonice ale teraselor sunt extrem de reduse, fiind prezente doar în domeniul cutelor diapire (Posea et al., 1974).

Depozitele teraselor inferioare ($t_1 - t_4$) au grosimi mari, mai cu seamă în cazul terasei a treia. În structura teraselor se observă două orizonturi (Josan, 1979): unul grosier, în bază (alcătuit mai ales din pietrișuri și bolovănișuri), și altul mai fin, la partea superioară (în componența lui predomină nisipul și argila).

Cu excepția unor depresiuni (Făgăraș, Sibiu, Turda – Câmpia Turzii etc.) unde au o desfășurare în evantai, terasele sunt paralele cu direcția de curgere a râurilor, fiind prezente fie doar pe o parte a culoarului de vale, fie pe ambele.

Pe majoritatea sectoarelor de vale, din partea centrală și de sud a depresiunii, terasele s-au dezvoltat doar pe partea stângă a lor. Explicația acestui fapt trebuie pusă pe seama mișcărilor tectonice, care înălțând mai mult partea sud-estică a spațiului depresionar, au determinat abaterea spre nord a râurilor principale și implicit lăsarea teraselor pe partea stângă.

Terasale din Depresiunea Transilvaniei au o ușoară înclinare spre axul văii și în direcția de curgere a acesteia. De obicei variațiile de pantă sunt nesemnificative, aproape neobservabile. Ele sunt în general paralele cu râurile care le-au format, dezvoltându-se mai mult în lungime, excepție făcând terasele de la confluențe, care uneori au o extindere mai mare în lățime.

În același timp corelarea teraselor, sub aspect altitudinal în profil transversal, permite reconstituirea fazelor ciclice de evoluție, pe văile principale și pe afluenții acestora. Doar printr-un astfel de demers se poate înțelege geneza tuturor teraselor, de pe râuri diferite, dintr-un teritoriu mai vast, modelat fluvial, așa cum este Depresiunea Transilvaniei, chiar dacă există și unele neconcordanțe între altitudinile relative și numărul acestora.

Variațiile altitudinilor relative a teraselor precum și a numărului acestora sunt datorate condițiilor locale specifice fiecărui bazin hidrografic, culoar de vale sau sector de râu. De exemplu, cauzele locale legate de structura geologică, tectonica, alternanța sectoarelor de defileu, cu cele care au aspect de bazin depresionar, conduc la neconcordanțe datorate nu numai modului în care au aluvionat râurile, ci și de măsura în care s-au conservat terasele după formarea lor (Savu et al., 1973). Neconcordanțe au fost introduse și de remanierile care au afectat rețeaua hidrografică, fapt soldat cu lipsa, pe anumite sectoare de vale, a teraselor superioare nivelului la care a avut loc captarea (Savu et al., 1973). Conform autorilor citați, importante neconcordanțe se înregistrează și în sectoarele de defileu, unde atât rezistența rocilor, cât și slaba capacitate de aluvionare, legată de îngustarea văilor respective, determină prezența sporadică a teraselor, care de obicei au aspectul unor umeri modelați în rocă, nealuvionați, racordabili cu nivelele din amonte sau aval, comparativ cu care sunt ușor înălțați.

Prin modul lor de formare și păstrare, în cadrul culoarelor de vale, terasele oferă informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial, permițând reconstituirea vechilor profiluri de vale și trasee ale rețelei hidrografice. În același timp, modul lor de formare și structura depozitelor de terasă permit stabilirea condițiilor climatice și tectonice, din momentul începerii genezei lor și până au ieșit de sub influența directă a râului, a cărui dinamică le-a generat.

Prezența teraselor în cadrul văilor transilvane, așa cum au fost ele prezentate anterior, permit notarea câtorva concluzii: traseul principalelor râuri din depresiune

era pe deplin fixat la începutul Cuaternarului, evoluția râurilor este legată de mișcările tectonice, pe de o parte, și de climat, pe de altă parte, variabile care au acționat concomitent (Morariu și Gârbacea, 1960).

De asemenea, repartiția teraselor în cadrul văilor este neuniformă, ele fiind superior dezvoltate în sectoarele mai largi ale culoarelor de vale, care pe alocuri au aspect depresionar, în timp ce în cuprinsul sectoarelor mai înguste, cu aspect de defileu, ele lipsesc sau sunt slab dezvoltate, în succesiune incompletă. Acolo unde râurile s-au deplasat continuu spre unul dintre versanți, pe măsură ce s-au adâncit, ele lipsesc, fiind în schimb bine păstrate pe versantul opus.

Sub aspectul vârstei majoritatea teraselor sunt pleistocene; excepție fac t_8 și t_9 , care sunt pliocene, precum și terasa de luncă, t_1 , care a fost perfectată în Holocen, de unde atribuirea unei astfel de vârste; nu trebuie însă uitat că depozitele din componența ei au fost depuse în timpul Ultimului Maxim Glaciar și la finalul acestuia, deci tot în Pleistocen. Prezența unui număr mare de terase cuaternare, demonstrează existența unei activități fluviale intense, soldată cu adâncirea considerabilă a văilor, sub nivelul existent la sfârșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului.

6.3.4. Versanții

Formarea versanților în Depresiunea Transilvaniei a început o dată cu stabilizarea cursurilor de apă pe aceleași trasee. Concomitent cu adâncirea râurilor, de o parte și alta a cestora, s-au format suprafețe înclinate, de tipul versanților, ce ulterior au început să fie afectate de procese geomorfologice specifice, care le-au modificat morfologia inițială, prin intermediul formelor de detaliu nou create.

La modul general versanții pot fi considerați forme de relief înclinate, care fac racordul între interfluvii sau creste și liniile de drenaj adiacente (Mac, 1986).

Rezultă așadar o interdependență între versanți și albiile râurilor, fapt care nu exclude totuși, în anumite condiții, posibilitatea existenței unei independențe a versanților față de rețelele de drenaj (Mac, 1986). Această afirmație este valabilă, când din cauze climatice, curgerea în albie are un regim temporar sau când între râuri și versanți se interpun forme de relief de tipul luncilor și teraselor.

În același timp, versantul constituie un câmp de acțiune a proceselor geomorfologice, care se desfășoară între interfluvii și o bază de eroziune (Mac, 1986). Nivelul de bază al versantului este cel care direcționează acțiunea proceselor geomorfologice. Între forma versantului și procesele care se produc, pe suprafața lui, are loc tot timpul o ajustare dinamică reciprocă, aspect vizibil în mobilitatea liniei de profil și în schimbarea în timp a unităților morfologice și funcționale ale acestuia (Mac, 1986). Autorul citat menționează în continuare că, versantul este o structură geomorfologică temporo-spațială (suprafață, proces, depozit) cu rol de distribuire verticală sau cvasiverticală a materiei.

Doar abordați în acest context, versanții pot fi considerați cele mai reprezentative forme de relief din depresiune, atunci când este nevoie de informații de natură geomorfologică, care să servească descifrării evoluției substratului, de la exondare și până în prezent. Un asemenea demers presupune cunoașterea formelor de relief de detaliu, de pe suprafața lor (formate în corespondență cu modul de acțiune a proceselor geomorfologice), iar apoi, pornind de la procese și forme, identificarea unităților morfologice și funcționale specifice, pentru ca ulterior, în funcție de distribuția acestora să fie posibilă stabilirea principalelor direcții evolutive ale versanților.

6.3.4.1. Formele de relief de pe suprafața versanților

Acestea sunt expresia modelării substratului, prin intermediul proceselor geomorfologice, încă de la începutul formării văilor și până în prezent.

Dintre generațiile de forme de relief, existente în depresiune, cele rezultate în urma modelării din timpul Pleistocenului și începutul Holocenului, prin amploarea și dinamica lor, au fost în măsură să direcționeze ulterior morfodinamica de ansamblu și implicit morfologia actuală a versanților.

S-a ajuns astfel ca, profilul actual al majorității versanților din depresiune, să reprezinte *„o formă de relief ereditară, transmisă prezentului de către sistemul morfoclimatic al pleistocenului. El continuă să evolueze pe aceleași direcții majore, dar sub acțiunea unor procese modelatoare mult modificate față de cele periglaciare.”* (Mac, 1980a, p. 61).

Alături de dinamica albiilor, versanții reprezintă componenta cea mai activă sub raportul genezei formelor de relief. Modelarea lor actuală, diferențiată și continuă, sprijinindu-se pe câteva elemente de bază (Mac, 1980a):

- fondul relict ereditar al versantului, reprezentat de: prezența unui profil cu sectoare bine conturate; depozite groase ce cuvertură, ce prezintă o structurare verticală, imprimată de succesiunea proceselor modelatoare din glaciarele, interglaciarele și interstadiile pleistocenului și holocenului; energia reliefului rezultată în urma adâncirii semnificative a râurilor în Cuaternar;

- relativa conservare a tendinței de evoluție a versanților din timpul Pleistocenului, care influențează procesele și mecanismele actuale;

- litologia și structura variată, care determină numeroase diferențieri regionale;

- asimetria reliefului, care dictează expoziția versanților și neuniformitatea proceselor geomorfologice.

Aceste condiții evidențiază că procesele de modelare a versanților, acționează asupra unor tipare moștenite, de la domeniul de modelare pleistocen, sub controlul climatului temperat actual și al intervenției antropice; dinamica spațio-temporală a proceselor reflectă și ea condiționările introduse de elementele menționate.

Caracterul palimpsestic, rezultat în urma suprapunerii generațiilor de forme, denotă o modelare ciclică a substratului, de la nivelul versanților transilvani.

Modelarea actuală a lor se realizează, așa cum am menționat în capitolul aferent proceselor geomorfologice, de către scurgerea apei și deplasările în masă, la care se adaugă activitățile realizate de către componenta antropică. În urma manifestării acestor procese au rezultat o serie de forme de relief. Ele vor fi prezentate în continuare sub aspectul condițiilor de geneză și al distribuției.

6.3.4.1.1. Formele de relief generate de scurgerea apei

Caracteristicile acestora vor fi în funcție de maniera în care are loc, interacțiunea și conlucrarea dintre cele trei tipuri de manifestare hidrodynamică a apei pe versanți: pluviodenudare, denudare peliculară și scurgere prin curenți concentrați.

Morfologia datorată pluviodenudării. Cu toate că pluviodenudarea nu creează forme de durată, rolul său modelator nu trebuie neglijat, în timp conducând la evacuarea unor cantități importante de material (de obicei sol și depozite superficiale), de pe suprafața versanților. În același timp, ca efect și durată, deține un rol important în evoluția de ansamblu a versanților (Popescu, 1990).

Manifestarea pluviodenudării conduce la teșirea și rotunjirea asperităților terenului, cei mai afectați fiind martorii de eroziune de pe interfluvii (Mac, 1972), îndeosebi atunci când lipsește un înveliș vegetal consistent.

În timp, rezultatul pluviodenudării și al denudării peliculare actuale este o planăție temperată a versantului, care preia de cele mai multe ori vechile câmpuri morfodinamice pleistocene, generând depozite de tip coluvial, care mulează îndeosebi glacisurile, prelungindu-le uneori spre partea mediană a versantului (Pendea, 2005).

Corelat cu modul de utilizare a terenurilor, pluviodenudarea se manifestă în toate subunitățile Depresiunii Transilvaniei, dar cu deosebire în Câmpia Transilvaniei (Horvath et al., 2016) și Podișul Secașelor. Acestor teritorii li se adaugă versanții despăduriți, de tipul fronturilor de cuestă, terenurile supuse suprapășunatului și cele utilizate ca teren arabil, din celelalte subunități ale depresiunii.

Formele de relief rezultate în urma denudării peliculare. Deplasarea apei, sub formă peliculară pe versant, determină inițial desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ, urmată apoi de transportul lor spre partea inferioară a lui, unde fie se acumulează, fie sunt preluate de către râuri. Când materialele se depun la baza versantului, ele pot acoperii, sub forma unei pelicule, solul și vegetație ierboasă, dacă acesta există.

Formele de denudare peliculară, cu toate că în mod normal atacă majoritar numai nivelul pedogenetic al versantului, evoluează uneori spre elementele mature ale formațiunii torențiale, cum sunt rigolele, ogașele și ravenele, însă destul de rar și

numai în condiții locale de stres, de cele mai multe ori indus antropic, nefiind o trăsătură specifică a modelării versanților în Holocenul transilvan (Pendea, 2005).

Cu toate că nu creează forme de relief specifice, denudarea peliculară participă activ la retragerea părții superioare a versanților și la acumularea de material la baza lor (Josan, 1979), contribuind la extinderea glacisurilor existente.

Și în acest caz, denudarea peliculară se manifestă în toate subunitățile depresiunii, efectul cel mai însemnat fiind înregistrat pe suprafețele înclinate și lipsite de înveliș vegetal consistent din Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor.

Formele de relief produse de scurgerea apei prin curenți concentrați. Declanșarea ei pe suprafața versanților creează o serie de forme de relief, în cadrul cărora are loc scurgerea surplusului de apă provenită din precipitații. Prin conlucrarea lor pe suprafața unui versant, formele de eroziune liniară (rigole, ogașe, ravene și torenți), compun formațiunea de modelare torențială. O mare parte din aceste forme de relief, pe lângă modul lor natural de apariție și evoluție, sunt condiționate de intervenția componentei antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor.

Rigolele sunt forme de relief efemere, cu adâncimi de doar câțiva centimetri (fig. 6. 52), care de cele mai multe ori nu se păstrează până la următoarea ploaie (cu excepția cazului în care evoluează spre forme superioare). Chiar dacă au o durată scurtă de existență, ele reapar pe aceleași terenuri, când se mențin condiții propice.

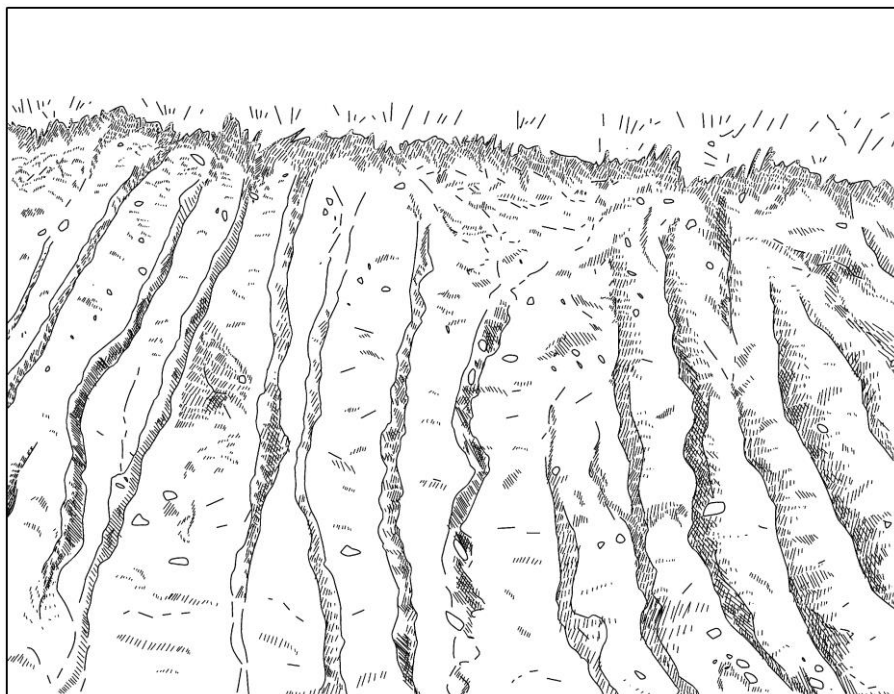


Fig. 6. 52. Rigole formate la baza versantului (la Păniceni)

În formarea rigolelor o influență deosebită o au modul de utilizare a terenurilor și condițiile climatice (precipitații torențiale, care urmează fie după o perioadă secetoasă, fie în anotimpurile de primăvară sau toamnă, când învelișul vegetal protector nu este suficient de consistent).

Cei mai susceptibili versanți din depresiune, la apariția unor astfel de forme, sunt cei lipsiți de un înveliș vegetal protector, iar terenul este utilizat ca arabil sau pășune.

Ogașele. Prin repetarea scurgerii apei pe același traseu, de pe suprafața versanților, unele rigole se dezvoltă exagerat și devin stabile, generând o nouă formă de relief, cunoscută sub denumirea de ogaș.

Ele sunt prin urmare forme de relief mult mai stabile decât rigolele, având adâncimi pe până la 2 m și lungimi de ordinul zecilor de metri. În depresiune se formează pe aceleași tipuri de suprafețe pe care apar rigolele, de cele mai multe ori ele continuând dezvoltarea acestora.

Forma ogașelor este una rectilinie sau cu ușoare sinuozități, cu profil transversal în formă de V, la care se adaugă o adâncime cuprinsă între 0,30 și 2 m (fig. 6. 53). La formarea ogașelor contribuie și activitatea desfășurată de către componenta antropică, îndeosebi prin aratul terenurilor perpendicular pe curbele de nivel, prin defrișarea pădurii, prin încurajarea pășunatului excesiv, mai ales atunci când substratul este unul argilos, marnos sau nisipos (Mac, 1976). Prezența acestor activități și condiții în depresiune, explică răspândirea lor pe majoritatea suprafețelor susceptibile, din cadrul diverselor subunități morfostructurale.

Revene Reprezintă forme superioare de organizare și dezvoltare a scurgerii apei pe versant. Ele ajung la lungimi de ordinul sutelor de metri și adâncimi de peste 2 m (uneori până la 8 – 10 m) ceea ce înseamnă că interceptează și rocile in situ, aflate sub orizonturile de sol (6. 53). Alături de ravenele simple, în Depresiunea Transilvaniei există și ravene ramificate sau compuse, ca o consecință a apariției ravenelor incipiente, pe malurile ravenei principale, care ulterior se extind.

Cauzele formării ravenelor din depresiune sunt: relieful (influențează prin declivitate, distanța până la interfluviu, lungimea și orientarea versantului), geologia (influențează prin tipul de rocă și structură), climatul (determină agresivitatea proceselor de eroziune și tipul vegetației care se poate instala), solul (orientează inițierea ravenelor în funcție de proprietățile pe care le are), scurgerea de suprafață (ea este responsabilă de inițierea, adâncirea și evoluția ravenei prin eroziunea care are loc la vârf și maluri) și modul de utilizare a terenurilor (cele mai susceptibile terenuri sunt cele utilizate ca: arabil, pășune, precum și terenurile defrișate, desțelenite și decopertate pentru diverse scopuri) (fig. 6. 54).

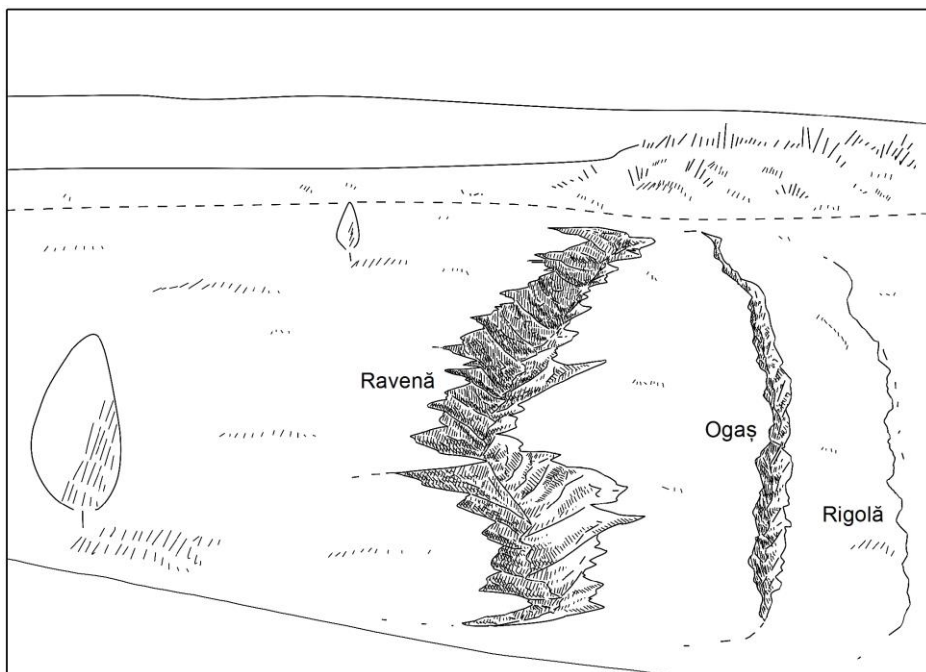


Fig. 6. 53. Ravenă, ogaș și rigolă pe versantul stâng al Secașului Mic, în amonte de Broșteni

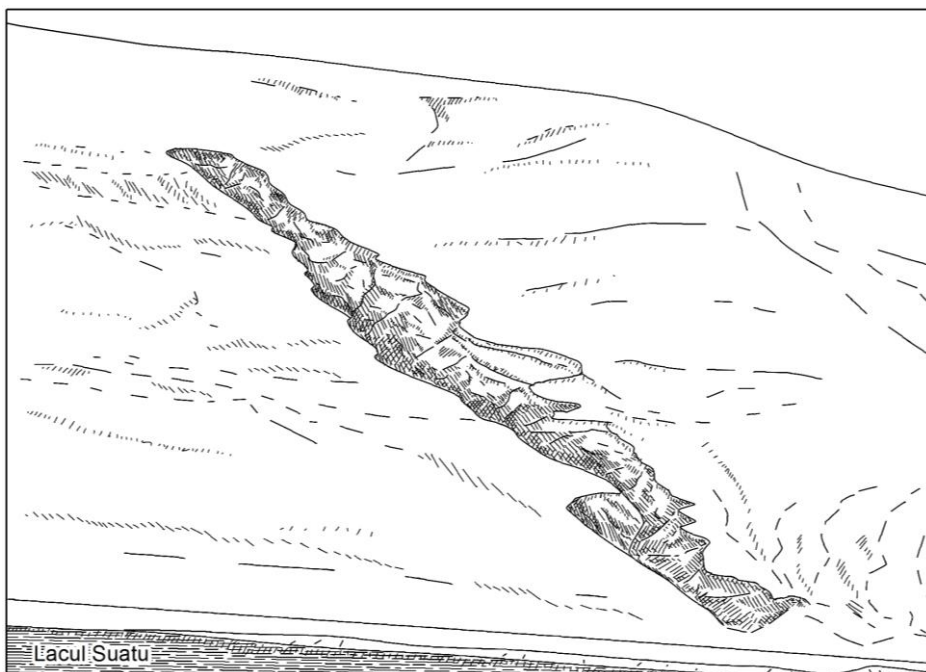


Fig. 6. 54. Ravenă formată pe versantul drept al Văii Bercheș, la Suatu

De cele mai multe ori la geneza unei ravene nu concură doar un singur factor, întrucât ei se asociază și creează un mediu favorabil dezvoltării lor (fig. 6. 55). Se vorbește în acest sens de susceptibilitatea terenurilor la inițierea și dezvoltarea ulterioară a ravenelor.

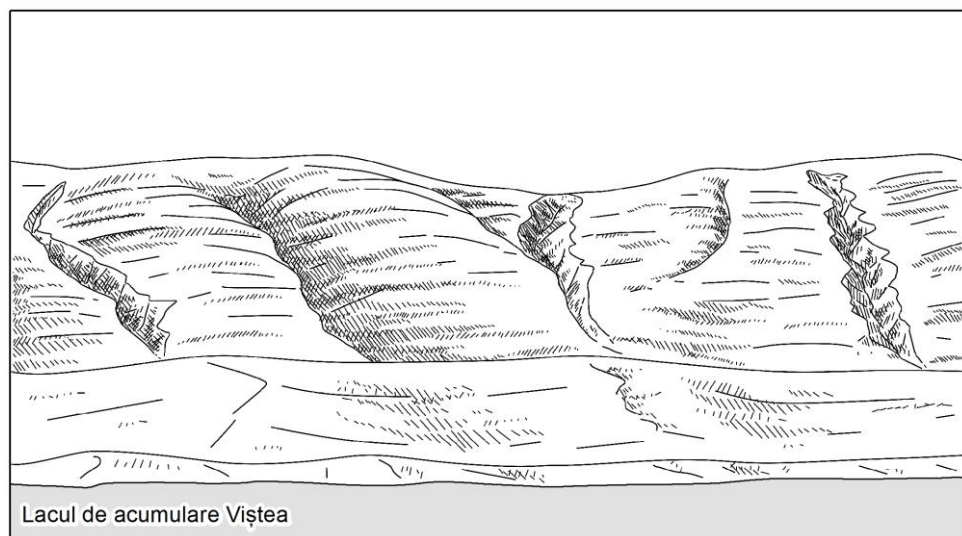


Fig. 6. 55. Ravene pe versantul drept al Oltului la Rucăr (Depresiunea Făgăraș)

Sub aspectul stadiului de evoluție, majoritatea ravenelor din depresiune l-au depășit pe cel de formare a ravenelor discontinui, devenind ravene continui, cu tendință de realizare a unui profil de echilibru dinamic.

Ravenele se dezvoltă de obicei rapid, ele fiind de cele mai multe ori rezultatul schimbărilor de mediu, cum ar fi arderea vegetației, modificările climatice (care cauzează deteriorarea covorului vegetal), defrișările sau cultivarea terenurilor (Selby, 1990). Ca exemplu în acest sens poate fi dată Ravena Rupturi (fig. 6. 56 și 6. 57), de pe versantul stâng al Târnavei din aval de Blaj, care în intervalul 2005 – 2007 a avansat cu 14 m la nivelul vârfului (Roșian, 2007).

Dezvoltarea și ramificarea ravenelor le amplifică rolul de colector, fapt care determină conturarea unor sectoare cu funcții precise, moment în care ravena trece spre o formă superioară a organizării scurgerii - torentul.

Dintre unitățile morfostructurale în care ravenele sunt forme tipice pe versanți se remarcă: Câmpia Transilvaniei, Podișul Secașelor, Dealurile Târnavei Mici, Depresiunea Hășdate-Vlaha etc. În aceste unități morfostructurale, ravenele se întâlnesc pe majoritatea versanților despăduriți, unde scurgerea, concentrată rapid în șuvoaie, dislocă liniar (erodează) și își formează canale proprii de evacuare (Popescu, 1990).

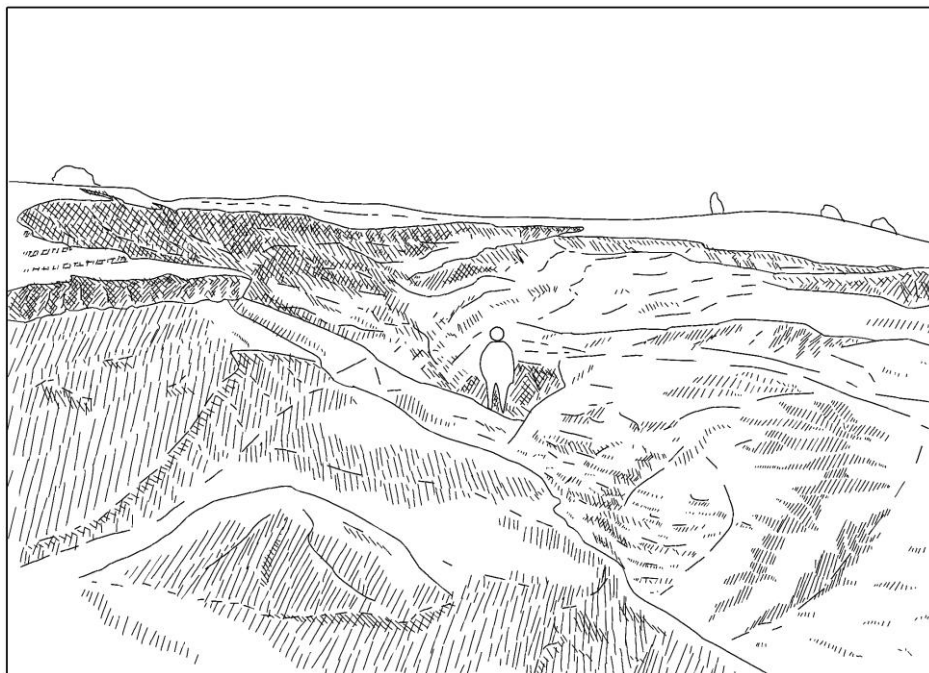


Fig. 6. 56. Vârful Ravenei Rupturi



Fig. 6. 57. Sectorul mijlociu al Ravenei Rupturi

Torenții sunt forme superioare a scurgerii apei pe versant. În situația în care suprafața acestora și condițiile locale o permit, ravenele, odată formate, au posibilitatea să-și amplifice rolul de colector și evacuator, al materialelor din componența versantului, ajungând la stadiul de torent. În acest context, el poate fi considerat un curs temporar de apă, format pe versanți în urma unor precipitații însemnate cantitativ sau a topirii bruște a zăpezilor (Covaciu, 2010).

Formarea torenților este așadar rezultatul scurgerii apelor provenite din precipitații, însemnate cantitativ sau din topirea zăpezilor, în cadrul unei forme de relief preexistente; prin asocierea formei de relief cu acțiunea de scurgere s-a ajuns la noțiunea de torent – un agent modelator cu o triplă acțiune: eroziune, transport și depunere (Mac, 1976).

Principalele caracteristici ale torenților din depresiune sunt: se formează în bazine hidrografice cu suprafețe relativ reduse, de ordinul a câtorva sute de hectare până la câteva mii de hectare; suprafața versanților pe care se dezvoltă prezintă valori mari și variabile ale declivității; scurgerea apei poate să fie redusă sau să lipsească în cea mai mare parte a anului; prezintă creșteri mari, rapide și de scurtă durată a debitului lichid, datorită ploilor torențiale și a topirii bruște a zăpezii; creșterile rapide de debit sunt însoțite de procese de eroziune, transport de aluviuni și sedimentare, de unde și tripla acțiune morfogenetică a torenților; individualizarea unor forme de relief tipice în componența lor etc. (Covaciu, 2010).

La torenții din Depresiunea Transilvaniei se pot identifica toate cele trei părți morfologice componente:

- bazinul de recepție - reprezintă teritoriul de pe care torentul se alimentează cu apă, prin intermediul unei rețele de ogașe și ravene, a cărei configurație se schimbă de la o ploaie la alta. Se prezintă sub forma unei suprafețe cvasidepresionare, drenată de rigole și ravene, limitată la partea superioară de un abrupt, mereu atacat de vârful acestora;

- canalul de scurgere - este albia de drenaj, care face legătura dintre bazinul de recepție și suprafața de debaraj din aval, asigurând în același timp evacuarea materialelor provenite de la partea superioară și din maluri. La nivelul canalului, apa împreună cu debitul solid, realizează o acțiune de eroziune, care determină adâncirea acestuia. Malurile sunt abrupte, fapt pentru care profilul său transversal are aspect de V foarte ascuțit (Mac, 1976);

- conul de dejecție - de forma unui evantai, rezultă în urma depunerii unei părți însemnate din materialele transportate, pe măsură ce panta terenului se reduce. Din moment ce el nu este construcția unei singure viituri, care tranzitează canalul de curgere, conul inițial va fi ocolit de către apa încărcată cu materiale pe una din laturile sale, căutând linia de cea mai joasă altitudine; depunerile noi contribuie la extinderea conului inițial, determinând formarea unei structuri suprapuse și complexe, de forma unui con lenticular în solzi (Posea et al., 1976). La modul general, în cadrul conului

materialele grosiere sunt localizate la partea lui superioară, iar cele mai fine spre exterior, pentru ca la nivel de detaliu depozitul să fie destul de eterogen.

Dintre elementele torentului, conul de dejecție este cel care reflectă cel mai bine caracteristicile versantului, pe suprafața căruia a avut loc modelarea torențială.

Cu toate că sunt întrunite condiții favorabile pentru geneza torenților (modul de utilizare a terenurilor, regimul precipitațiilor, litologia, declivitatea, relieful preexistent etc.), în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, ei dau nota de specificitate a versanților în: Podișul Someșan (Bilașco, 2008), Podișul Hârtibaciului, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Câmpia Transilvaniei etc.

În aceste teritorii, aproape toate terasele și luncile râurilor sunt căptușite cu conuri de dejecție, aflate în continuarea unor amfiteatre torențiale, care în marea lor majoritate nu mai sunt active în prezent (Pendea, 2005). Conform autorului citat, indiferent de locație și de constituția litologică, depozitele proluviale au avut un rol esențial în construcția glacișurilor din depresiune.

Dintre torenții care au fost temeinic studiați se remarcă cei din Podișul Someșan (Covaciu, 2010). Autorul citat ajunge la concluzia că cea mai mare frecvență a lor este în Culoarul Someșului, îndeosebi pe sectoarele: Căpâlna – Gâlgău – Dăbâceni (pe versantul nordic) și Rus- Vad (pe versantul sudic). Urmează apoi partea nordică și centrală a Dealurilor Șimișna – Gârbou, Dealurile Ciceului și Dealurile Dejului și Clujului.

Comparativ cu alunecările de teren, care s-au dovedit procese geomorfologice dominante la nivelul versanților încă din Pleistocen, eroziunea prin intermediul formațiunii torențiale este un proces de dată mai recentă, dezvoltat în urma intervențiilor antropice (Grecu, 1992), în modul de utilizare al terenurilor (Arghiuș et. al., 2014; Roșca, 2015).

Modelarea versanților, prin intermediul ravenelor și a torenților, determină activarea și altor procese geomorfologice pe suprafața lor, ceea ce conduce la o modelare complexă a acestora, prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), alcătuit din: eroziunea în adâncime (formațiunea de modelare torențială) și eroziunea în suprafață (deplasările în masă).

6.3.4.1.2. Formele de relief generate de deplasările în masă

Deplasările în masă, prin mecanismele de acțiune și formele de relief generate, produc cele mai importante ale modificări ale versanților, constituind alături de procesele torențiale, prin suprafețele afectate și amploarea fenomenului, principalele cauze ale instabilității acestora și a degradării a terenurilor.

Pe fondul predominării alunecărilor de teren, deplasările în masă nu se manifestă izolat, mărturie stând în acest sens formele de relief complexe de tipul alunecări-surpări sau alunecări-curgeri, rezultate în urma combinării unor procese specifice.

Din cauza deplasărilor în masă (rostogoliri, surpări, alunecări de teren, curgeri noroioase, pseudosolifluxiune, creep, deraziune etc.), în depresiune s-au format o serie de forme de relief. Ele vor fi prezentate în continuare sub aspectul condițiilor în care au apărut și al repartiției teritoriale.

A. Formele de relief datorate proceselor de rostogolire

În urma proceselor de rostogolire se formează **grohotișuri** și **tăpșane de pietre**. Astfel de forme se întâlnesc cu precădere în Podișul Someșan, la baza abrupturilor menținute de roci mai dure (fig. 6. 58), dar și în Dealurile Bistriței sau Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, la baza frontului de aglomerate vulcanice.

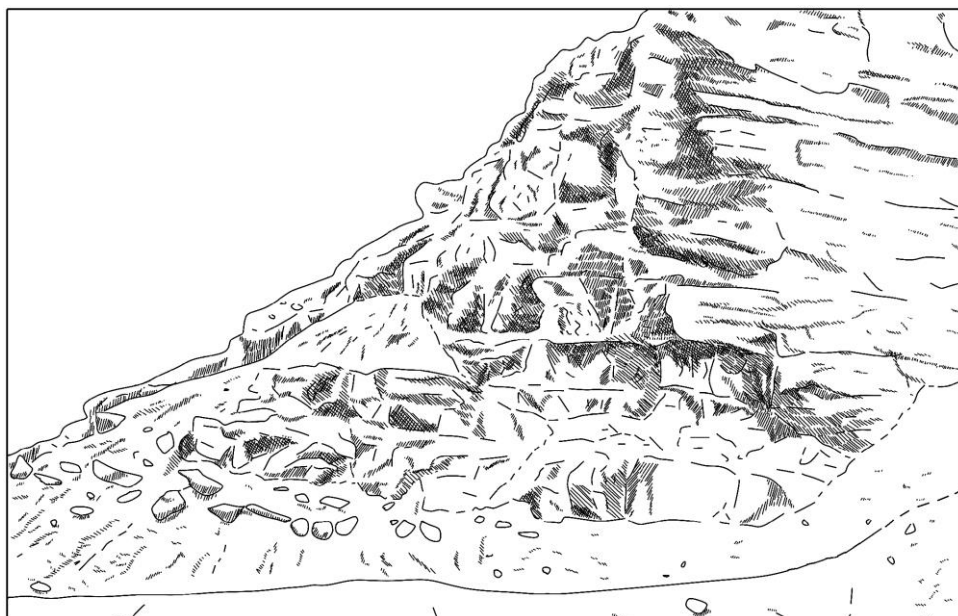


Fig. 6. 58. Procese de rostogolire pe versantul stâng al râului Poiana în Cheile Babei

B. Forme de relief aferente proceselor de surpare

Procesele de surpare determină forme de relief de tipul: **cornișelor de desprindere** (cu aspect de pereți aproape verticali), **depozitelor de surpare** (formate la baza cornișelor, unde are loc depunerea sortată a elementelor desprinse, în funcție de dimensiune) și **teraselor de surpare** (formate la nivelul cornișei ca efect al repetării procesului). Astfel de forme sunt caracteristice tuturor versanților din depresiune, alcătuiți din roci cu o coezivitate redusă, care sunt subminați de către râuri sau de la baza cărora, în urma activităților antropice, au fost extrase materiale.

C. Forme de relief specifice proceselor de alunecare

Formele rezultate în urma proceselor de alunecare sunt denumite alunecări de teren. În funcție de criteriul formei și aspectului corpurilor rezultate, alunecările de teren din Depresiunea Transilvaniei sunt de mai multe tipuri: alunecări în brazde, alunecări lenticulare, alunecări de tip curgere și alunecări de tip glimee.

Alunecările în brazde sunt de mică adâncime, de obicei sub 1 m, și afectează doar orizonturile de sol, când ele au o anumită permeabilitate și sunt localizate pe un substrat bine fixat (Tufescu, 1966b). Au aspect de brazde care se rup unele de altele, împreună cu vegetația ierboasă, determinând apariția între ele a unor porțiuni denudate, lipsite de înveliș vegetal. Alunecările în brazde sunt independente de tipul de rocă, deoarece afectează doar solul (Tufescu, 1966b). În mod obișnuit ele se propagă de la baza versantului, înspre partea lui mediană și superioară.

În depresiune se întâlnesc mai ales pe versanți despăduriți și afectați de suprapășunat. Dintre unitățile morfostructurale unele ele predomină se remarcă: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

Alunecările lenticulare sunt puțin adânci (1 – 5 m) și se remarcă prin prezența unui abrupt de desprindere și a corpului alunecării sub formă de lentilă. De obicei ele nu ajung la partea inferioară a versantului, ci rămân suspendate pe profilul acestuia.

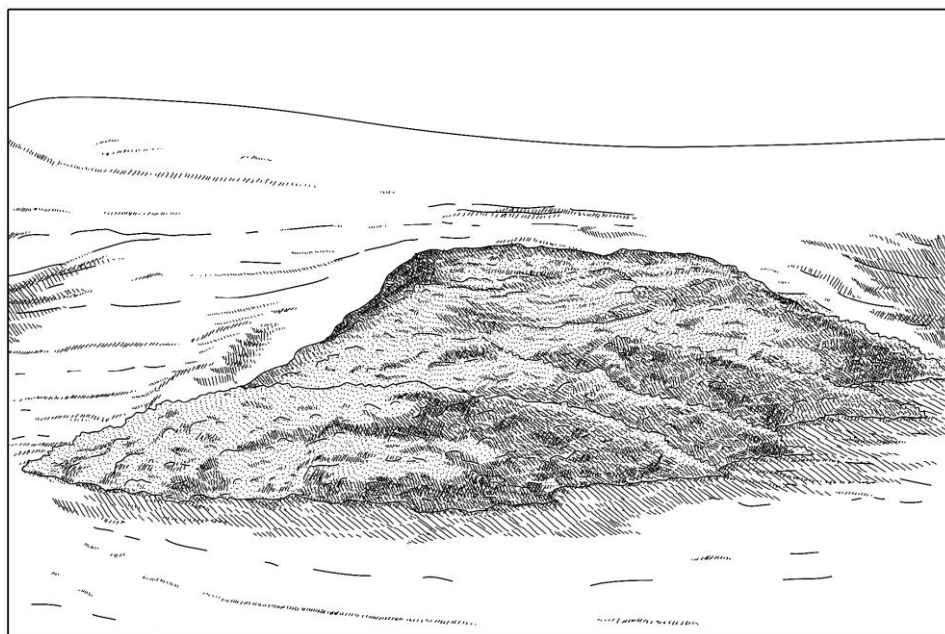


Fig. 6. 59. Alunecare de teren lenticulară (versantul stâng al Văii Agrijului la Romita)

Se formează când substratul este alcătuit preponderent din argile și marne. Acestea sunt roci avide de apă, care inițial gonflează și își măresc volumul, pentru ca apoi să fie săltate în profilul versantului și să alunece gravitațional pe suprafața acestora (fig. 6. 59), îndeosebi când au valori ale declivității de până la 12 – 15°. În procesul de deplasare alunecările lenticulare afectează și roca de la partea inferioară a solului (Tufescu, 1966b).

Se întâlnesc în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii. În Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici și Podișul Secașelor dau nota de specificitate a reliefului de detaliu de la nivelul versanților.

Alunecările de tip curgere sunt caracteristice depozitelor alcătuite din argile și marne, care în condiții de supraumectare încep să alunece, pe un pat de alunecare, pentru ca apoi, pe măsură ce se deplasează spre partea inferioară a versantului, să se transforme într-o curgere noroioasă. La această transformare contribuie și apa care bălțește pe viitorul corp de alunecare, care pe măsură ce acesta se deplasează, ajunge în interiorul lui sporindu-i fluiditatea. Sunt specifice în Câmpia Transilvaniei, Podișul Secașelor (fig. 6. 60), Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Podișul Someșan (Dealurile Clujului și Dejului) etc.



Fig. 6. 60. Alunecare de tip curgere pe versantul drept al Secașului Mic în amonte de Secășel

Alunecările de tip glinee se extind pe suprafețe considerabile de teren, uneori de peste 200 – 300 ha, iar patul alunecării se găsește la adâncimi de 20 – 50 m. Ele afectează atât depozitele superficiale cât și substratul geologic (Gârbacea, 2013).

Dintre elementele alunecărilor de tip glinee se remarcă: cornișa sau râpa de desprindere, ulucul depresionar, corpul și fruntea alunecării.

Cornișa sau râpa de desprindere se prezintă de obicei sub forma unui abrupt foarte înclinat, a cărui diferență de nivel între partea superioară și cea inferioară poate ajunge la 60 – 70 m (fig. 6. 61). În plan are o formă liniară, mai rar ușor arcuită și marchează cu aproximație sectorul de versant, în care a avut loc depășirea rezistenței la forfecare, la momentul declanșării procesului de alunecare (Gârbacea, 2013). Sub aspect procesual și morfologic ea se menține activă în multe cazuri, furnizând material, care servește la colmatarea ulucului depresionar, prin intermediul denudării peliculare și a alunecărilor de teren superficiale. În cazul alunecărilor produse pe interfluvii cornișa de desprindere lipsește, după cum se întâmplă, de exemplu, la Sâmboieni, unde linia celor mai mari înălțimi trece printre monticulii alunecării.

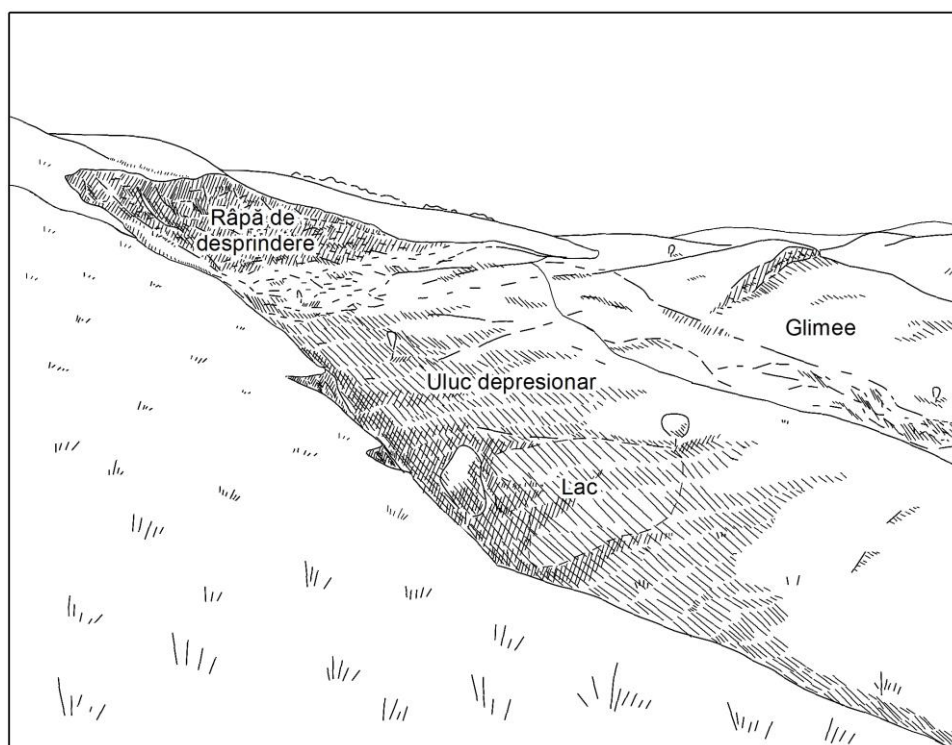


Fig. 6. 61. Alunecarea de tip glinee de la Secășel (Podișul Secășelor)

Ulucul depresionar reprezintă un element morfologic de tranziție de la râpa de desprindere spre șirurile de monticuli sau glinee. În cuprinsul acestuia pot exista

lacuri colmatate sau în curs de colmatare. În cuvetele lacustre apa se adună îndeosebi în perioadele cu precipitații însemnate cantitativ. Comparativ cu microdepresiunile dintre șirurile de glinee ulucul depresionar este mai bine dezvoltat și extins ca suprafață (fig. 6. 61).

Corpul alunecării este alcătuit din elemente de formă conică, piramidală sau trapezoidală, care se dispun în șiruri aproximativ paralele cu râpa de desprindere (fig. 6. 62). Ele sunt cunoscute sub denumirea de glinee, de unde și apelativul pentru aceste tipuri de alunecări.

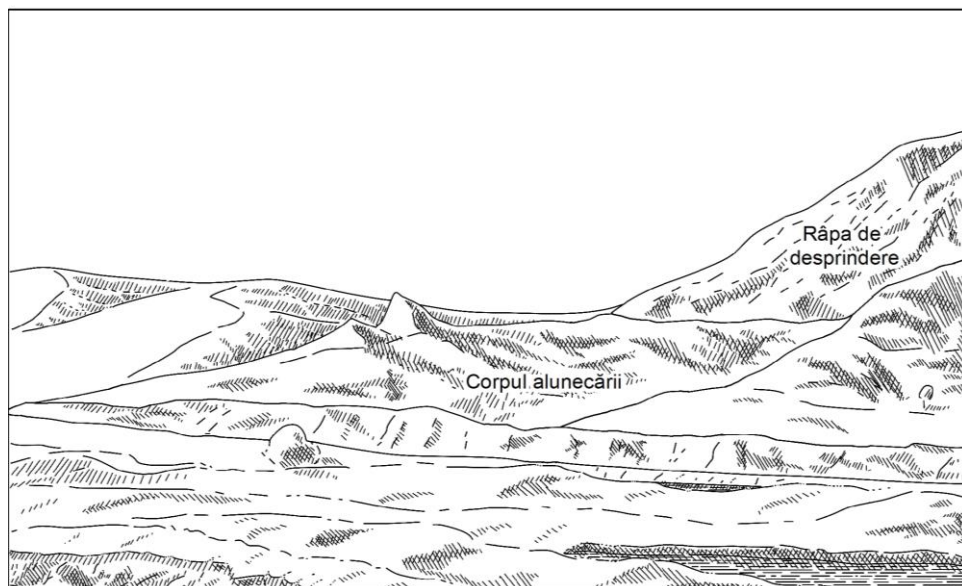


Fig. 6. 62. Alunecarea de tip glinee de la Suatu

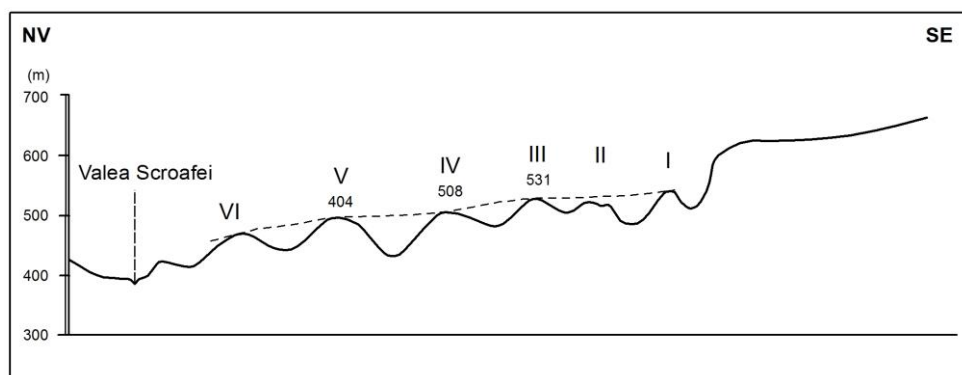


Fig. 6. 63. Profil transversal prin sectorul nordic al alunecării de tip glinee de la Saschiz; cifrele romane indică numărul șirului de glinee, iar cele arabe altitudinea în metri (Gârbacea, 1964, p. 4)

Dimensiunile altitudinale ale acestora variază de la câțiva metri până la 30 – 45 metri sau chiar mai mult. Numărul șirurilor este în funcție de amploarea procesului de alunecare; uneori este prezent unul singur, de obicei apar două sau trei, iar în cazuri excepționale șase (fig. 6. 63), așa cum este la Saschiz (Gârbacea, 1964).

Conform autorului citat, altitudinile absolute scad de la primul șir de glimee (localizat sub cornișa de desprindere) spre partea inferioară a versantului, corespunzând cu scăderea altitudinii suprafeței, care a existat înaintea procesului de alunecare. În majoritatea cazurilor între șirurile de glimee sunt prezente microdepresiuni longitudinale (fig. 6. 66), dispuse paralel cu râpa de desprindere (Gârbacea, 2013). Ele s-au format în timpul procesului de alunecare, o dată cu șirurile de glimee și nu ulterior prin procese de modelare subaeriană (Gârbacea, 2013). În funcție de condițiile locale și de stadiul de evoluție la care s-a ajuns, după producerea alunecării, glimeele formate pot fi conice (la Suatu) (fig. 6. 64) sau mai turtite, sferice (la Sânmărtinu de Câmpie) (fig. 6. 65), semisferice (la Șoimeni) și sub formă de culmi alungite longitudinal (la Saschiz) (fig. 6. 66).

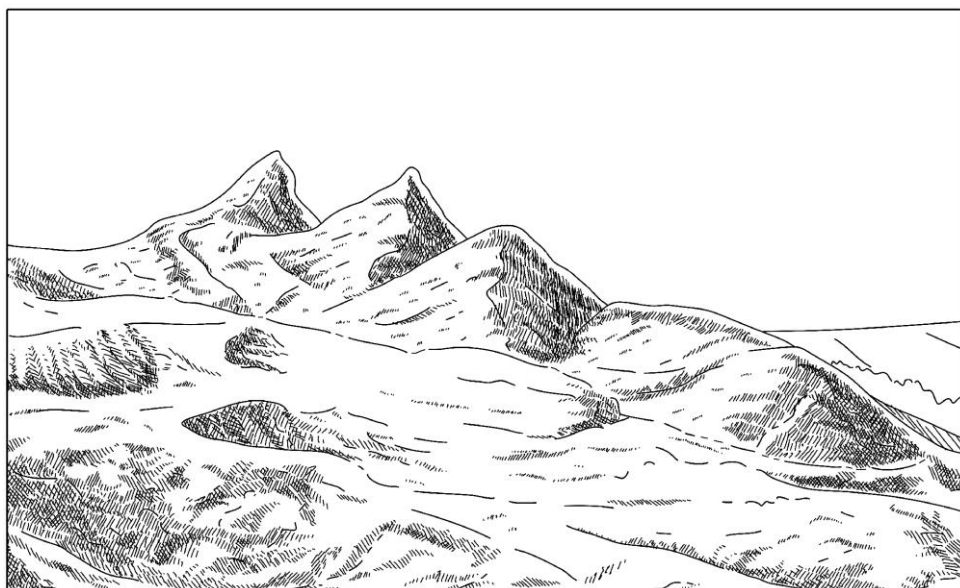


Fig. 6. 64. Glimeele alunecării de la Suatu

De cele mai multe ori, categoriile morfologice menționate se asociază în cazul aceleiași alunecări sau chiar în cuprinsul aceluiași șir (Morariu și Gârbacea, 1968).

Spre fruntea alunecării sunt mai frecvente formele de tipul movilelor, indicând o fragmentare mai puternică a masei alunecate. Glimeele, ca elemente componente ale corpului alunecării, prin parametrii lor morfometrici, sunt în contrast cu înclinarea generală a versantului (Roșian, 2009).

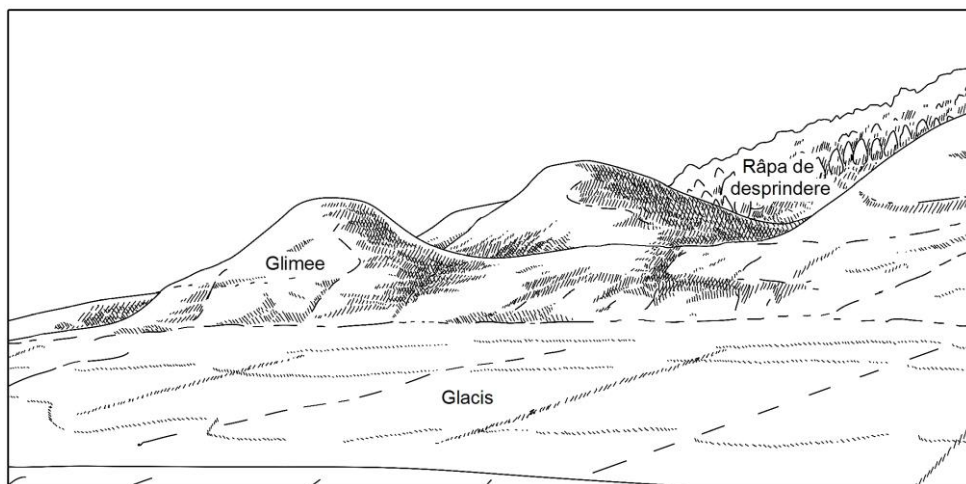


Fig. 6. 65. Glimeele de pe versantul drept al Văii Lechința din aval de Sânmărtinu de Câmpie



Fig. 6. 66. Glimee specifice alunecării de la Saschiz

Acest aspect este datorat unor obstacole întâlnite în deplasarea ei, de către masa care a alunecat, ce au frânat cu bruscete continuarea alunecării (Tufescu, 1966b). Sursa citată menționează că, obstacolul poate fi structural (un capăt de strat mai dur sau de aceeași duritate, dar, care fiind consolidat nu se lasă antrenat de

alunecare) sau morfologic (terasă fluvială, pseudoterasă sau chiar lunca) pe care se oprește alunecarea. Morfologia câmpurilor cu glinee trădează viteze mari ale procesului de alunecare și prezența apei freatice în exces, cea care lubrifică puternic patul alunecării (Tufescu, 1966b).

Fruntea alunecării este reprezentată de primele șiruri de monticuli, care de cele mai multe ori nu pot fi delimitate cu exactitate, din cauza modelării, până la distrugere completă, de către procese geomorfologice ulterioare alunecării (pluviodenudare, denudare peliculară, alunecări superficiale, intervenție antropică în scopul introducerii terenurilor respective în circuitul agricol). În consecință, partea inferioară a alunecării se integrează glacisului format la baza versantului (fig. 6. 65), la contactul cu terasele fluviale sau cu lunca.

Alunecările de tip glinee se întâlnesc în majoritatea unităților morfologice ale depresiunii, cele mai cunoscute fiind cele de la: Șaeș, Saschiz, Movile, Cornățel, Romanești, Biia, Secășel, Urmeniș, Suatu, Band, Șăulia, Strugureni, Sâmbieni, Fânațele Clujului, Sălicea, Șoimeni, Vultureni, Borșa etc. Suprafețele ocupate de alunecări sunt foarte variabile, fiind strâns legate de complexitatea lor. Există atât situri cu movile (monticuli) simple dispuse izolat, cât și complexe de alunecare extinse, în cuprinsul cărora se poate distinge o morfologie compozită, cu sute de microforme pozitive sau negative: movile, culmi (dispuse sau nu în șiruri), forme tabulare, depresiuni longitudinale (în care pot apărea microdepresiuni, ocupate uneori de mlaștini și lacuri), depresiuni transversale etc. (Gârbacea, 2013). Printre cele mai extinse suprafețe ocupate de alunecări de tip glinee se remarcă cele de la Șaeș (1.550 ha), Movile (900 ha) și Saschiz (615 ha) (Gârbacea și Grecu, 1981). În cuprinsul unor unități morfostructurale, așa cum este în cazul Câmpiei Transilvaniei și Podișul Hârtibaciului, alunecările de tip glinee, prin amploare și număr, determină un peisaj geomorfologic aparte pe suprafețe extinse (Gârbacea, 2013).

Pornind de la hărțile realizate de Morariu și Gârbacea (1968), Gârbacea (1992) și continuând apoi cu observații detaliate în teren, Moldovan (2012) a identificat 480 de situri cu glinee în Depresiunea Transilvaniei. Conform autoarei citate, ele au următoarea distribuție la nivel de unități morfostructurale: Câmpia Transilvaniei (59,2%), Podișul Hârtibaciului (11,3%), Podișul Someșan (9,3%), Dealurile Târnavei Mici (10,7%), Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (7,1%), Podișul Secașelor (1,2%), Culoarul Turda – Alba Iulia (1%) și Depresiunea Sibiului (0,2%).

În Depresiunea Transilvaniei este evidentă relația dintre siturile cu alunecări de tip glinee și suprafața ocupată de formațiuni geologice sarmațiene. O astfel de suprapunere se explică prin frecvența intercalațiilor de argile și marne, între formațiunile de nisipuri, gresii, conglomerate și tufuri (Morariu și Gârbacea, 1968).

Conform autorilor citați, alternanța formațiunilor permeabile cu cele impermeabile, grosimea apreciabilă a unor straturi sau bancuri de nisipuri, gresii,

conglomerate, tufuri, respectiv de marne sau argile, la care se adaugă poziția înclinată a straturilor (specifică structurilor monoclinale sau ușor cutate în anticlinale și domuri), reprezintă caractere stratigrafice și structural-tectonice, de natură să favorizeze declanșarea unor alunecări de teren profunde și extinse ca suprafață.

Alunecări de tip glinee s-au produs și la contactul sarmațianului cu formațiuni mai vechi (de vârstă badeniană), cum este în cazul celor de la Bozieș, Aiton, Boju, Aruncuta, sau mai noi (pe depozite panonice) (Morariu și Gârbacea, 1968); în această ultimă categorie se includ cele de la: Secășel, Apold Șaeș etc. De asemenea, în Podișul Someșan alunecări de tip glinee s-au produs pe formațiuni burdigaliene la Gârbou-Dejului și Șoimeni.

Nuanțele reliefului, aferent alunecărilor de tip glinee, sunt condiționate de o serie de factori, dintre care se remarcă: intensitatea, viteza deplasării, înclinarea versantului, particularitățile litologice și ale stratificației (Morariu și Gârbacea, 1968).

Problematica alunecărilor și a reliefului de glinee a fost amplu dezbătută de către Gârbacea (2013), el ajungând la următoarele concluzii: sunt poziționate în jumătatea sau treimea superioară a versanților; deplasarea corpului alunecării are loc pe distanțe relativ reduse; în funcție de structură, alunecările de tip glinee sunt consecvente și insecvente; se formează pe depozite geologice caracterizate de alternanță litologică; în Depresiunea Transilvaniei sunt frecvente pe depozite sarmațiene; glineele consecvente se caracterizează printr-o deplasare translațională și nu rotațională; mișcările care au determinat formarea glineelor au fost extrem de rapide și foarte rapide; vârsta glineelor este de ordinul miilor de ani; cauzele principale ale formării lor fiind degradarea permafrostului de la sfârșitul Tardiglaciului (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului) și perioadele umede din Holocen; în timpul mișcării pe versant, consecventă în raport cu înclinarea straturilor, masa afectată de alunecare se fragmentează în fâșii din care se configurează ulterior șirurile de alunecare (alcătuite din monticuli și culmi alungite), care sunt transversale față de sensul în care s-a produs deplasarea, toate acestea fiind rezultatul direct al deplasării și fragmentării terenului versantului alunecat; după producerea alunecării, care are loc într-o singură fază, nu mai au loc alte deplasări analoage de-a lungul suprafeței de alunecare, iar modelarea ulterioară se rezumă la aplatizare prin denudație a formelor pozitive, la care se adaugă acumularea materialelor în depresiunile longitudinale și transversale dintre șirurile de glinee; nu există nici un proces geomorfologic ulterior deplasării, care să determine formarea de monticuli; diferențele referitoare la altitudinea relativă a glineelor, care crește dinspre râpa de desprindere se explică nu prin faze mai recente de formare, ci prin unghiul care există între înclinarea suprafeței de alunecare, mai redusă, și declivitatea reliefului inițial, al versantului, mai mare, ceea ce face ca volumul și grosimea maselor deplasate să fie mai reduse spre sectorul frontal al arealului de glinee.

Alunecările de tip glimee au avut o contribuție de seamă în modelarea versanților din Câmpia Transilvaniei și Podișul Hârtibaciului, prin faptul că în unele locuri (Sâmboieni, Apold etc.), producându-se la partea superioară a versanților, au ajuns să fragmenteze și să modifice vechile suprafețe interfluviale (Gârbacea și Grecu, 1981). În alte situații, conform autorilor citați, masele alunecate au determinat o deplasare laterală a râurilor, fapt care a cauzat perturbarea echilibrului versanților opuși și implicit declanșarea unor procese geomorfologice pe suprafața acestora. Dintre cazurile tipice în acest sens se remarcă cele din Podișul Hârtibaciului, de la Valea Morii – Albac, unde alunecarea de teren de la movile a determinat deplasarea cursului râului Valea Morii spre stânga, reducând distanța dintre cele două râuri la numai 315 m, în timp ce altitudinea relativă a cumpenei de apă nu depășește 12 – 13 m (Gârbacea și Grecu, 1981). Situații similare sunt și în văile Șaeș și Saschiz, unde datorită alunecărilor de tip glimee cursul râurilor au fost împins spre versantul stâng, pe care îl subminează.

Se consideră că alunecările de tip glimee sunt în prezent stabile (Morariu et al., 1965), la nivelul suprafeței (patului) de alunecare. Afirmția se referă la faptul că ulterior producerii lor, inclusiv în perioada actuală, nu au mai avut loc deplasări de genul mișcării inițiale, de-a lungul unei suprafețe de alunecare. Dovadă în acest sens sunt și construcțiile realizate pe corpul unor alunecări (Aiton, Dâmburile, Mociu, Heria, Romanești, Saschiz, Apold, Corunca etc.), în urmă cu zeci sau sute de ani, care dăinuie și în prezent.

Cu toate acestea, pe suprafața alunecărilor de tip glimee se înregistrează procese geomorfologice de tipul: pluviodenudării, denudării peliculare, scurgerii apei prin curenți concentrați și alunecărilor superficiale pe suprafața monticulilor (Gârbacea, 2013). Formele de relief de detaliu, rezultate în urma acestor procese, se suprapun elementelor majore ale alunecării de teren (râpa de desprindere, corpul alunecării etc.). De exemplu, procesele de pluviodenudare și denudare peliculară determină rotunjirea formelor preexistente. De asemenea, depresiunile din spatele corpurilor de alunecare sunt colmatate, prin intermediul coluviilor și formațiunilor telmato-lacustre, contribuind încet la reducerea energiei morfodinamice a acestei micromorfologii (Pendea, 2005).

Cauza principală a acestor procese este reprezentată de către modul de utilizare al terenurilor (pășune, fâneață etc.) și de prezența unor formațiuni geologice (sarmațiene, pannoniene etc.) în compoziția cărora predomină argilele, marnele, argilele marnoase, nisipurile și tufurile.

Cele menționate atestă că, chiar dacă se consideră că alunecările de tip glimee sunt stabile, la nivel de detaliu, în cadrul râpei de desprindere sau a monticulilor, procesele geomorfologice actuale conduc la instabilitate. Cunoașterea proceselor geomorfologice, care se desfășoară actualmente pe suprafața alunecărilor de tip

glimee, este în măsură să indice evoluția ulterioară, a acestora, în actualele condiții geomorfologice din depresiunea Transilvaniei.

Toate acestea relevă că versanții afectați de alunecări de tip glimee, în timpul Pleistocenului și Holocenului, continuă să evolueze și în condițiile temperate actuale, în sensul că elementele vechii alunecări sunt afectate, alături de scurgerea apei pe versant, și de alunecări de teren în brazde și lenticulare.

Indiferent de unghiul din care sunt abordate, alunecările de tip glimee, constituie una din notele de specificitate a peisajului geomorfologic transilvănean, atât prin frecvența și amploarea lor, cât și prin rolul pe care îl au în evoluția versanților. În același timp, prin modul de producere și efectele remanente, în morfologia de ansamblu, au fost considerate pe bună dreptate „momente catastrofale în evoluția versanților” (Jakab, 1981, p. 199).

Distribuția alunecărilor de teren din Depresiunea Transilvaniei. Alunecările de teren se întâlnesc pe versanții majorității unităților morfostructurale, îndeosebi acolo unde terenurile sunt utilizate agricol sau se află în apropierea căilor de comunicații.

În urmă vectorizării alunecărilor de teren, de pe imagini satelitare, a rezultat că ele sunt în număr de 13.157 (Roșian și Horvath, 2016). Suprafața acestora (96.761 ha) reprezintă 3,92% din cea a depresiunii, care este de 2.465.125 ha); sub aspectul distribuției, a suprafeței și a ponderii la nivel de unități morfostructurale (tabelul 6. 1) se observă diferențe destul de însemnate.

Tabelul 6. 1. Distribuția alunecărilor de teren în cadrul unităților morfostructurale (Roșian și Horvath, 2016, p. 108)

Unitate regională	Suprafața unității (ha)	Număr alunecări	Suprafața alunecări (ha)	Procent din suprafața unității regionale
Podișul Someșan	380.762	1.892	6.339	1,66
Câmpia Transilvaniei	390.362	4.109	37.359	9,57
Dealurile Târnavei Mici	298.222	3.191	19.803	6,64
Podișul Hârtibaciului	361.795	1.771	17.272	4,77
Podișul Secașelor	120.899	835	10.855	8,97
DL. și Depr. Submontane	913.085	1.359	5.133	0,56
Total Depr. Transilvaniei	2.465.125	13.157	96.761	3,92

Într-un studiu ulterior (Roșian și Horvath, 2019) s-a urmărit, utilizând o metodologie GIS, distribuția alunecărilor din depresiune, pornind de la diverse criterii, dintre care în continuare vor fi prezentate pe scurt cel geologic, altitudinal, al declivității suprafeței pe care se află alunecările și al expoziției.

Din punct de vedere geologic predomină depozitele burdigaliene (gresii și argile marnoase), badeniene (argile și marne), sarmațiene (marne, nisipuri și marne nisipoase) și pannoniene (argile, nisipuri și gresii slab cimentate) etc. După cum se poate observa (tabelul 6. 2), alunecările de teren ocupă cele mai mari suprafețe pe depozite sarmațiene.

Tabelul 6. 2. Repartizarea alunecărilor de teren pe depozite geologice (Roșian și Horvath, 2019, p. 62)

Depozit geologic	Număr alunecări	Suprafață alunecări (ha)	Pondere (%)
Holocen	541	4228	4,2
Pleistocen	149	873	1
Pannonian	4169	32279	33
Sarmațian	6032	55174	57
Badenian	506	2602	2,6
Burdigalian	870	898	1
Chattian	354	133	0,1
Rupelian	119	180	0,2
Priabonian	355	311	0,3
Lutețian	40	52	0,1
Ypresian	11	25	0,2
Aptian-Albian	1	2	0,1
Jurassic	1	1	0,1
Precambrian	9	2	0,1
Total	13157	96761	100

Numărul considerabil al alunecărilor de teren și suprafețele extinse pe care le ocupă, trebuie puse și pe seama alternanței de nisipuri cu marne și argile, caracteristică îndeosebi depozitelor sarmațiene și pannoniene. În numeroase cazuri, apele provenite din precipitații, după ce se infiltrează, cu ușurință prin nisipuri, se adună la partea superioară a straturilor ce conțin argilă, favorizând alunecarea depozitelor care le acoperă (Ciupagea et al., 1970).

Cercetările întreprinse de Matei (1983) au demonstrat că, cel puțin pentru argilele pannoniene din depresiune, un rol deosebit în declanșarea alunecărilor revine compoziției lor mineralogice. Acest fapt se explică prin aceea că ea este primul factor, care pregătește procesul de alunecare, acționând într-un timp foarte lung, și anume, din momentul în care sunt depuse sedimentele și până la producerea celor mai noi transformări impuse de alterarea exogenă.

În prezența apei, și a soluțiilor care se formează pe seama ei, la nivelul argilelor de pe suprafața versanților, au loc numeroase înlocuiri cationice, în complexul schimbabil al mineralelor argiloase, și transformări ale componentei octoedrice ale rețelei mineralogice (se remarcă în acest caz trecerile de la structurile de tip illitic la cele de tip smectitic), fapt ce determină schimbarea raporturilor procentuale ale substanțelor liante (carbonați, oxizi de fier liberi, substanțe organice) (Matei, 1983).

Toate acestea determină schimbarea structurii și texturii rocilor, determinând în final modificări valorice ale parametrilor fizico-mecanici (Matei, 1983). În aceste condiții, conform sursei citate, chiar dacă factorul mineralogic nu este principala cauză declanșatoare, a unei alunecări de teren, el este responsabil de localizarea, la anumite adâncimi, a patului de alunecare și prin aceasta devine responsabil de multe alte aspecte secundare, cum sunt: suprafața și adâncimea alunecării, volumul de roci antrenate, viteza de producere a fenomenului, timpul în care versantul își atinge profilul de echilibru etc.

În cadrul argilelor panonice, supuse proceselor de alterare, în profilul versanților a fost posibilă determinarea a două tipuri de depozite: smectizate și intacte, delimitate de cele mai multe ori de însăși suprafața de alunecare (Matei, 1983). Aceasta din urmă se prezintă sub forma unei linii de discontinuitate, între proprietățile fizico-mecanice ale depozitelor argilo-marnoase nealterate, comparativ cu cele afectate de alterarea de tip smectitic.

Cele mai semnificative transformări, înregistrate de către argilele panonice din depresiune, după ce ulterior depunerii au fost supuse mai ales proceselor de compactare, au avut loc o dată cu alterarea lor, sub acțiunea factorilor externi. Procesele de alterare conduc la o distrugere gradată a legăturilor interparticulare, la relaxarea structurii și în cele din urmă la creșterea porozității și a conținutului de apă (Matei, 1983). Autorul citat mai menționează că, sensul modificării fracțiunii argiloase, în direcția îmbogățirii în montmorilonit, face ca materialul să capete și o creștere a plasticității, soldată în același timp cu o reducere relativă a rezistenței. Toate acestea se datorează modificării radicale a naturii legăturilor dintre particule, ca efect a transformărilor chimico-mineralogice și structurale petrecute în depozit (Matei, 1983).

Pe măsură ce argila panoniană se alterează, în straturile de suprafață crește conținutul de fracțiune fină, ceea ce reprezintă un pericol potențial de alunecare, mult mai mare, comparativ cu depozitele din bază (Matei, 1983), considerate nealterate sau într-un stadiu incipient. În aceste condiții, conform autorului citat, pierderea stabilității versantului are loc de la suprafața de contact, dintre cele două orizonturi ale argilei panonice.

Pentru urmărirea distribuției alunecărilor de teren, sub aspect altimetric, au fost alese șase trepte altitudinale: 166 – 300 m, 300 - 400 m, 400 – 500 m, 500 – 600 m, 600 – 700 m și 700 – 1.080 m (fig. 6. 67). După cum se observă (tabelul 6. 3),

cele mai multe alunecări aparțin treptei altitudinale de 300 - 400 m, iar cea mai mare suprafață este specifică tot pentru intervalul 300 – 400 m.

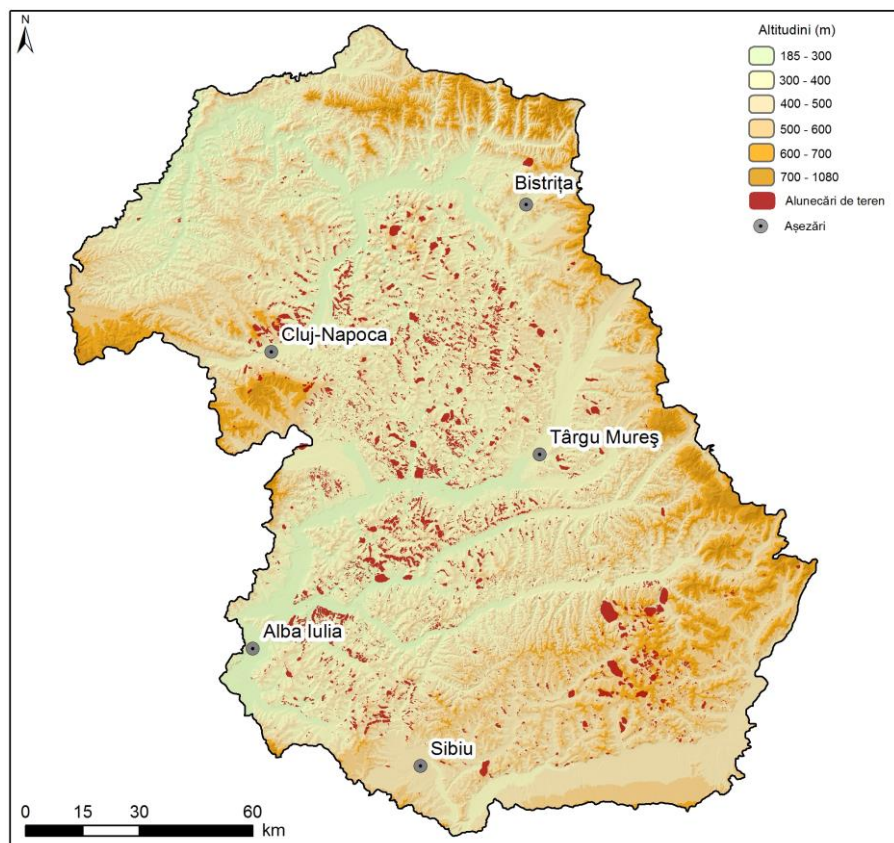


Fig. 6. 67. Distribuția alunecărilor de teren pe treptele altitudinale (Roșian și Horvath, 2019, p. 63)

Tabelul 6. 3. Ordonarea alunecărilor de teren pe trepte altitudinale (Roșian și Horvath, 2019, p. 63)

Treaptă altitudinală (m)	Număr alunecări	Suprafață alunecări (ha)	Pondere (%)
166 - 300	402	3751	4
300 - 400	6189	40058	41
400 – 500	4600	36624	38
500 – 600	1563	11568	12
600 – 700	358	2605	3
700 – 1.080	45	2155	2
Total	13157	96761	100

Un alt indicator al distribuției alunecărilor de teren este reprezentat de către pantă. În acest caz s-a optat pentru șapte clase de pantă: 0 – 2°, 2 – 5°, 5 – 7°, 7 – 12°, 12 – 17°, 17 – 22° și 22 – 49°. După cum se observă (tabelul 6. 4) cele mai multe alunecări aparțin clasei aferente intervalului 7 – 12°; în același timp cea mai mare suprafața ocupată de alunecări de teren este caracteristică aceluiași interval.

Tabelul 6. 4. Distribuția alunecărilor de teren pe clase de pantă
(Roșian și Horvath, 2019, p. 64)

Clasă de pantă (°)	Număr alunecări	Suprafață alunecări (ha)	Pondere (%)
0 - 2	58	2237	2
2 - 5	635	16879	17
5 - 7	1209	17692	18
7 - 12	5503	42478	44
12 - 17	3967	14138	15
17 - 22	1421	2768	3
22 - 49	364	569	1
Total	13157	96761	100

Următorul criteriu luat în considerare este reprezentat de către expoziția formelor de relief față de razele soarelui. Ea determină în mod hotărâtor regimul caloric și umiditatea solului și a substratului, influențează procesele de îngheț-dezghet, tipul și natura depozitelor de cuvertură de pe versanți și provoacă diferențieri calitative în desfășurarea proceselor premergătoare eroziunii (Jakab, 1979b). Se poate observa că suprafețele cu expunere spre sud-vest sunt afectate de către cele mai multe alunecări de teren (tabelul 6. 5). De asemenea, sub aspectul suprafeței cele mai mari valori sunt specifice tot terenurilor cu expoziție sud-vestică.

Tabelul 6. 5. Distribuția alunecărilor de teren în funcție de expoziție
(Roșian și Horvath, 2019, p. 65)

Expoziție față de Soare	Expoziție față de punctele cardinale	Număr alunecări	Suprafața alunecări (ha)	Pondere (%)
Însorit	Sud	2420	15884	16
	Sud-Vest	3181	19086	20
Semiînsorit	Sud-Est	1413	11543	12
	Vest	2273	15829	16
Umbrît	Nord	957	8004	8
	Nord-Est	644	6382	7
Semiumbrît	Est	793	8243	9
	Nord-Vest	1476	11790	12
Plat (neexpus)		0	0	0
Total		13157	96761	100

Așadar, sub aspectul analizei distribuției spațiale, se poate concluziona că cele mai afectate de alunecări de teren sunt suprafețele aferente depozitelor sarmațiene, cele situate pe treapta altitudinală de 300 - 400 m, cele cu înclinare de 7 – 12°, precum și cele cu expoziție sud-vestică (Roșian și Horvath, 2019).

Concluzii alunecări de teren. În dezvoltarea reliefului depresiunii alunecările de teren ocupă un loc deosebit, atât prin amploarea și frecvența lor (determinând chiar specificul peisajului unor locuri), cât și prin rolul important, pe care îl au aceste procese, în evoluția versanților (fig. 6. 68).

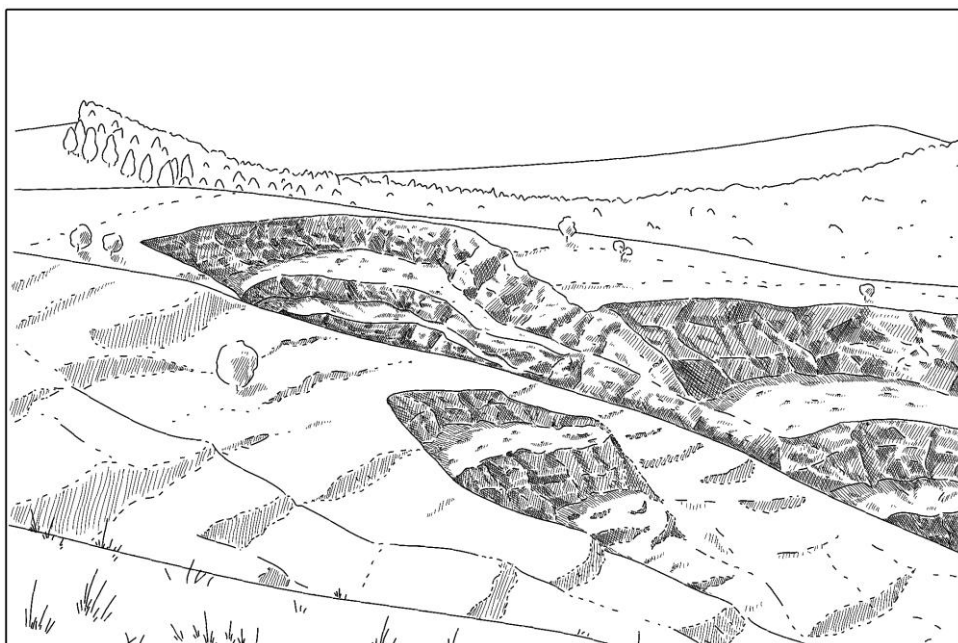


Fig. 6. 68. Alunecarea de teren de la Culpiu (Câmpia Transilvaniei)

Alături de alunecările de tip glimee, produse la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului, se remarcă alunecările, mult mai recente, produse începând cu secolul al XVIII-lea, datorită schimbării modului de utilizare a terenului. În urma despăduririlor s-a ajuns ca terenul să fie utilizat ca fâneță, pășune și arabil.

Cele mai extinse suprafețe cu alunecări de teren sunt localizate în Câmpia Transilvaniei (Roșian și Horvath, 2016) și Dealurile Târnaviei Mici (tabelul 6. 1), iar tipul cel mai emblematic este reprezentat de alunecările sub formă de glimee. Sunt dezvoltate cu precădere pe complexe de marno-argile, cu intercalații de gresii și nisipuri de vârstă sarmațiană, și la contactul acestora cu alte formațiuni (Geografia României, I, 1983). În Depresiunea Transilvaniei există astfel o legătură evidentă

între suprafețele ocupate cu alunecări de teren și distribuția rocilor argiloase sau paraargiloase (Mac și Buzilă, 2003).

De asemenea, alunecările de teren, prin numărul și suprafața pe care o ocupă, în cadrul unor unități morfostructurale, constituie cel mai important proces de modelare a versanților (fig. 6. 68).

D. Forme de relief caracteristice proceselor de curgere noroioasă

Acestea au o dezvoltare mai restrânsă, datorită condițiilor specifice necesare producerii lor. În depresiune ele mai degrabă continuă alunecările de tip curgere, decât să fie vorba de torenți de noroi, în adevăratul sens al cuvântului.

Ocupă suprafețe reduse și sunt localizate de obicei la partea superioară a versanților sau chiar pe corpul unor alunecări de teren vechi (Surdeanu et al., 1998).

De asemenea, ele sunt specifice pe abruptul versanților, unde detașarea materialului se produce după o suprafața circular-cilindrică, ce intersectează solul și depozitul de versant, până la contactul cu roca de bază (Jakab, 1981). Au adâncimi reduse (de numai 4 – 5 m), o dinamică scurtă (1 – 2 ani) și se produc mai ales în perioadele cu precipitații însemnate cantitativ (Surdeanu et al., 1998) sau când are loc topirea bruscă a stratului de zăpadă.

Formele rezultate în urma curgerilor noroioase sunt destul de diverse (Raboca, 1995): uneori au un bazin de recepție mic de formă semicirculară, un canal de curgere cu lungime ce rareori depășește 50 m și un con de revărsare format la baza abruptului pe care s-au format, alteori canalul de curgere este extrem de scurt, încât se evidențiază doar bazinul de recepție și conul de revărsare, cu o înclinare redusă, dar care are un abrupt bine conturat, la contactul cu suprafața pe care o parazitează.

Dimensiunile lor depind de cea a versanților, de cantitatea precipitațiilor, declivitate (Grecu, 1992), litologie, modul de utilizare a terenurilor etc.

De exemplu, în Culoarul Târnavei Mari ele s-au produs pe versantul drept la: Copșa Mică, Lunca, Valea Lungă și Glogoveț. În Podișul Secașelor se remarcă la Cergău Mare (pe versantul drept al Văii Cergăului), Broșteni, Roșia de Secaș și Secășel (pe versantul drept al Secășului Mic). În Podișul Hârtibaciului s-au produs în văile de ordinul 1 și 2 (în sistemul Horton-Strahler) din bazinele superioare ale râurilor: Fofeldea, Androchiel, Ghijasa etc., precum și pe versantul stâng al Văii Zăvoiului (Grecu, 1992).

E. Formele rezultate în urma procesului de pseudosolifluxiune

Acestea sunt frecvent întâlnite pe versanții alcătuiți din argile, marne și deluvii pleistocene. Ele sunt des întâlnite la partea inferioară a lor, unde antrenează alături de covorul ierbos și orizonturile de sol, formând mici excavații pe suprafața cărora

apa poate stagna, contribuind astfel la reluarea procesului. Astfel de forme se întâlnesc în: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt etc.

F. Forme de relief determinate de procesele de creep sau creeping

Ele determină la suprafața terenului microforme de relief, asociate undulărilor cuverturii vegetale, precum și deformarea suprafețelor construite, înclinarea și curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor, gardurilor, monumentelor funerare etc.

Manifestarea acestui proces se observă cel mai bine în teritoriile construite și în cele ocupate cu pădure. În depresiune astfel de manifestări sunt specifice versanților alcătuiți din particule, care pot realiza deplasări individuale unele de altele. Cu toate că procesul de creep nu dă forme de relief distincte, cel mai des în teren l-am întâlnit în Podișul Someșan și Podișul Târnavelor.

G. Forme de relief specifice proceselor de deraziune

Procesele de deraziune, care au avut loc în condiții periglaciare, caracteristice Cuaternarului, au determinat formarea unui relief aparte, rezultat în urma asocierii următoarelor forme: văi de deraziune, amfiteatre de deraziune, creste de deraziune și martori de deraziune (fig. 6. 69).

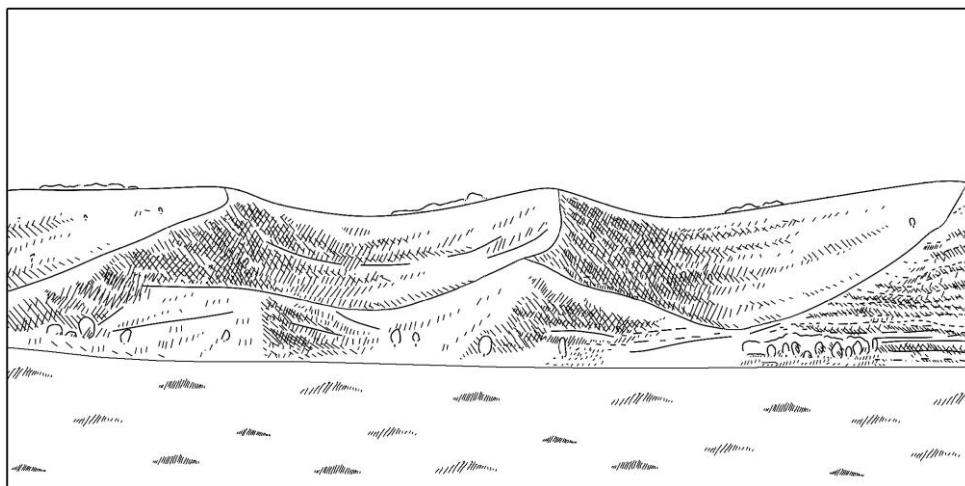


Fig. 6. 69. Amfiteatre de deraziune pe versantul drept al Târnavei Mari în aval de Copșa Mică

Cel mai reprezentativ relief de deraziune, caracterizat de prezența creștelor interfluviale sinuoase, ce despart versanți, în cuprinsul cărora au fost sculptate

amfiteatre largi și văi de deraziune, prelungite spre baza versantului cu glacisuri deluviale (Geografia României, III, 1987), s-a format în Dealurile Jacodului (subunitate a Dealurilor Târnavei Mici) și Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (subunitățile Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului). Geneza acestor forme, alături de condițiile climatice și geomorfologice, a fost favorizată și de litologie, predominante fiind alternanțele de nisipuri, marne și argile panoniene, cu intercalații subțiri de tufuri vulcanice. Forme de deraziune se întâlnesc și în Câmpia Transilvaniei și Podișul Someșan, fără a constitui o notă de specificitate a morfologiei acestor unități morfostructurale.

Văile de deraziune au aspectul unor amfiteatre sau bazine ușor elongate (fig. 6. 70), mai mult sau mai puțin lărgite, cu declivitate uniformă și fund plat, mărginite spre cumpăna apelor de un taluz aproape vertical, pentru ca între ele să fie separate de prelungiri interfluviale în trepte, care se extind până în domeniul glacisurilor de acumulare (Mac, 1972); caracteristică le este absența scurgerii lichide și morfostratigrafia deluvială heterogenă și suprapusă (policiclică) (Pendea, 2005). Ele sunt delimitate de versanți convecși și concavi (Mac, 1969).

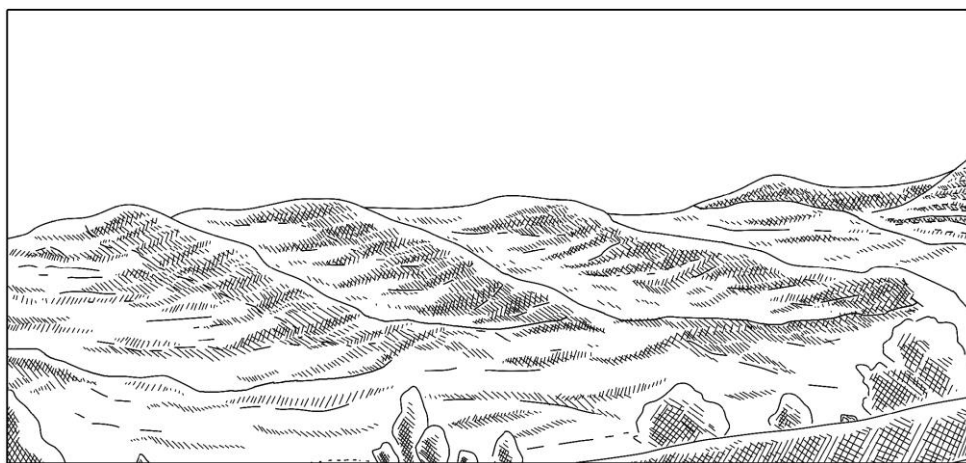


Fig. 6. 70. Văi de deraziune pe interfluviul dintre Șoimușu Mic și Șoimușu Mare

Apariția și dezvoltarea văilor de deraziune a avut loc pe două căi (Mac, 1997): autonomă (procesele periglaciare singure sunt responsabile pentru inițierea unor forme negative, care ulterior a fost preluate și dezvoltate tridimensional) și dependentă de morfologia preexistentă (când procesele tipic periglaciare preiau văi rezultate prin eroziune normală – adesea văi torențiale – și le modifică prin denudare plan-spațială).

În Depresiunea Transilvaniei s-au identificat două generații de văi de deraziune (Mac, 1969, 1997; Pendea, 2005).

Prima corespunde cu dezvoltarea extensivă plan-spațială, a mecanismelor de denudare derazională, din perioada de maximă influență a condițiilor periglaciare, fapt ce a determinat formarea unor văi de deraziune impresionante (Pendea, 2005). Ele au condus la intersecția versanților, contribuind astfel la distrugerea și fragmentarea suprafețelor interfluviale inițiale, care au fost transformate, pe alocuri, într-o alternanță de martori de deraziune și înșeuări. Martorii respectivi au o morfologie diversă în conformitate cu numărul și dispoziția văilor care au contribuit la retragerea versanților. În urma fasonărilor de detaliu, care au avut loc prin intermediul pluviudenudației, martorii de eroziune au primit aspecte conice, piramidale sau trapezoidale (Mac, 1969).

A doua generație de văi s-a format în spațiul celei dintâi, având aspectul unor circuri derazionale. Materialele rezultate din sculptarea acestora s-au deplasat puțin, căptușind fundul primei generații de văi (Mac, 1969; Pendea, 2005), care de altfel a primit un profil fără asperități, vechile valuri congelifluxionale fiind nivelate. Comparativ cu acestea, în văile din a doua generație se pot observa valuri cu înălțimi de 0,3 – 2 m (Mac, 1969).

Cele mai optime condiții pentru dezvoltarea văilor, versanților și creștelor de deraziune s-au întrunit, așa cum am menționat anterior, în Dealurile Jacodului; dintre acestea se remarcă: înclinarea straturilor (se menține între 3 și 10° și numai rareori se ating valori de 25 și 30°); straturile sunt cutate în anticlinale și sinclinale, ce au fost deschise ulterior prin eroziune fluvială, formându-se versanți în cuestă, al căror front este preferat de procesele de deraziune; orizonturile de marne nisipoase, argile nisipoase și intercalații de tufuri vulcanice au constituit un suport propice pentru deplasările solifluxionale și pentru geneza văilor de deraziune; lipsa în general a vegetației de pădure a stimulat congelifluxia și geneza cuvetelor largi (Mac, 1969).

Din cele prezentate se observă că alături de condițiile climatice, cele litologice au jucat un rol important în geneza văilor de deraziune, în sensul că ele sunt cu atât mai frecvente cu cât terenurile sunt mai impermeabile (Mac, 1969).

În urma studiilor efectuate, în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, au fost distinse două variante genetice de văi de deraziune (Mac, 1969):

- văi de deraziune care constituie obârșiile văilor fluviale neevolute sau stinse; în această categorie se înscriu porțiuni de obârșie ale văilor Chedia Mică, Chedia Mare, Gheorghieni, Vorbălungă, Eliseni etc.;

- văi de deraziune pe versanți, aflate în afara razei de acțiune fluvială; în Dealurile Jacodului au o densitate destul de mare (până la 20 – 25 de cuvette pe km²), iar ca dimensiune variază de la 50 m la 1,5 km lungime și lățimi de la 20 m la 500 – 600 m. Ele pot fi asociate sau izolate, ramificate sau simple. Au aspectul unor amfiteatre mai mult sau mai puțin largite, fiind mărginite spre cumpăna apelor de un taluz aproape vertical (la cele incomplet evolute). Văile sunt despărțite de prelungiri interfluviale secundare, care de cele mai multe ori se desprind din

interfluviul principal și merg până în domeniul glacisurilor sau văilor fluviale, așa cum se întâmplă în bazinele văilor Șoimușul Mare și Șoimușul Mic. Văile de deraziune prezintă în profil longitudinal două inflexiuni mai evidente, una spre talpa văii, iar cealaltă în porțiunea superioară, prezentându-se sub forma unui povârniș puțin dezvoltat. În afara acestor inflexiuni panta se menține destul de uniformă, dar totuși suficient de mare (5° și 10°), pentru a favoriza scurgerea deluviilor (fig. 6. 71). Urmărite în profil transversal se observă existența unui fund plan, încărcat cu deluvii, mărginit de inflexiunile convexe laterale, care sunt date de curbările interfluviilor secundare.

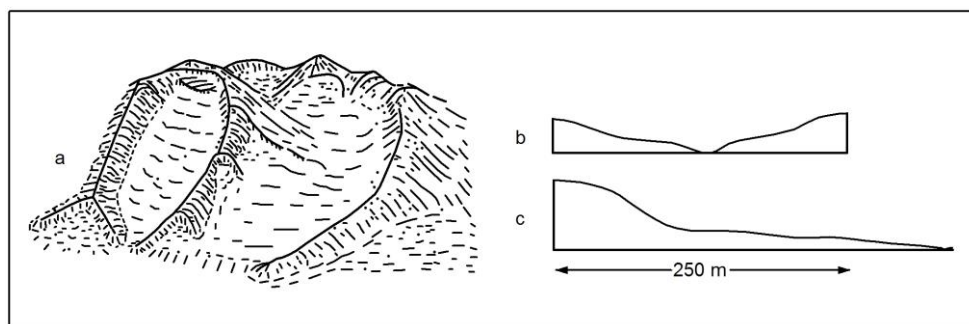


Fig. 6. 71. Văi de deraziune în porțiunea superioară a versantului (a); profil transversal printr-o vale de deraziune (b); profil longitudinal printr-o vale de deraziune (c) (Mac, 1969, p. 5)

Modelarea văilor de deraziune se manifestă și în condițiile actuale, existând în cadrul lor două suprafețe active: prima este localizată la obârșiile văilor de deraziune, unde predomină procesul modelării prin eroziune areolară, și a doua, în porțiunea inferioară, unde tipice sunt procesele și formele specifice scurgerii apei pe suprafețe înclinate (ogașe, ravene și torenți); dinamica acestor procese este indusă și accentuată de intervenția antropică, sub aspectul modului de utilizare a terenurilor (Mac, 1969).

Formele de relief menționate, dovedesc prin aspectul lor că, au fost create în alte circumstanțe de modelare, decât cele actuale, adică în condiții climatice mai reci decât cele prezente, care au permis manifestarea unor procese geomorfologice, specifice domeniului de modelare periglaciuar, cum ar fi cele asociate existenței permafrostului.

6.3.4.2. Unitățile morfologice și funcționale ale versanților

Formele de relief produse pe suprafața versanților, de către procesele geomorfologice, derulate de la formarea lor și până în prezent, permit individualizarea mai multor unități morfologice și funcționale.

Delimitarea lor, pentru complexele vale-versant din depresiune, permite stabilirea secțiunilor sau fâșiilor, pe ale căror suprafețe are loc manifestarea proceselor geomorfologice actuale, ca o continuare a morfodinamicii din Pleistocenul superior și Holocen. Unitățile morfologice și funcționale reprezintă pe de o parte rezultatul evoluției procesuale, iar pe de altă parte ele constituie cadrul acestei evoluții. În limitele acestora își desfășoară activitatea o serie de procese, care prin specificul manifestării și ritmul variat de acțiune, imprimă viteza și sensul general al dinamicii versanților. Raporturile care există între unități, caracterizate prin determinare și coordonare sistemică, exprimă în cele din urmă caracterul de eroziune sau de acumulare a fiecăreia, rezultat din natura proceselor de modelare.

Ele sunt condiționate de o serie de factori cum ar fi: potențialul morfogenetic al substratului, climatul temperat actual, tipul relației morfodinamice vale-versant, influențele nivelelor de bază locale, influența antropică etc. Chiar dacă la o analiză macrosclară, teritoriul de la interiorul arcului carpatic se prezintă suficient de omogen, la nivel microscalar, fiecare versant și unitățile sale aferente sunt departe de a fi identice, ca rezultat al răspunsului individual, la acțiunea factorilor morfogenetici, intrinseci, respectiv extrinseci (Roșian, 2011).

Dintre modelele de unități morfologice existente în literatura de specialitate (Horton, 1945; White, 1966; King, 1953; Dalrymple et al., 1968; Young, 1963, 1964, 1972; Posea și Cioacă, 2003; Mac și Blaga, 2004; Blaga, 2009 etc.), pentru situația din Depresiunea Transilvaniei, consider că cel mai bine se pretează cel propus de (Mac și Blaga, 2004). Este vorba de un model generalizat, dezvoltat pornind de la cele existente deja în literatură (Young, 1972, Dalrymple et al., 1968), care cuprinde șase unități morfologice și funcționale (Mac și Blaga, 2004):

- interfluviul – sectorul cu procese eluviale;
- sectorul de programare potențială a proceselor geomorfologice - morfologic poate să corespundă cu convexitatea superioară și trebuie înțeles ca acea fâșie, din versant, unde pe baza intrărilor (apă și materiale provenite de la partea superioară) și a matricei topografice (relief preexistent, tip de depozite, vegetație și intervenție antropică), se realizează setările proceselor geomorfologice, care ar putea să se declanșeze și să devină apoi dominante;
- sectorul de inițiere a proceselor - reprezintă fâșia din versant unde se remarcă deja o multiplicare a tipurilor de acțiuni modelatoare, chiar dacă ele sunt încă incipiente și cu o efectivitatea geomorfologică redusă;
- sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer - este localizat aproape întotdeauna în jumătatea inferioară a versantului. La nivelul său intensitatea procesuală atinge apogeul, în condițiile unei structurări clare a proceselor geomorfologice. Dintre acestea din urmă se remarcă cele legate de scurgerea apei pe versant și procesele de deplasare în masă. În același timp, el este sectorul în cadrul

căruia are loc transferul energetic și material, de la partea superioară spre cea inferioară a versantului;

- sectorul de redepozitare acumulare - se prezintă sub forma unui glacis coluvial, coluvio-proluvial sau con de dejecție glacizat. Extensiunea sa spațială este direct proporțională cu intensitatea proceselor de eroziune și transfer din sectoarele superioare;

- albia - se remarcă prin procese specifice, uneori putând fi un simplu talveg de drenaj.

Unitățile morfologice și funcționale au fost identificate pe baza proceselor geomorfologice actuale, condiționate de: variabile morfometrice, litologie, depozite superficiale, vegetație și intervenție antropică (Mac și Blaga, 2004). Modelul a fost verificat de către autori în Munții Plopișului (Șes) din Munții Apuseni.

Trebuie menționat că nu îi obligatoriu să existe pe fiecare versant întreaga suită de unități morfologice și funcționale, așa cum au fost ele propuse; în funcție de condițiile locale, unele pot lipsi, iar altele se pot repeta.

Posibilitatea recunoașterii lor, denotă că versanții se prezintă sub forma unor catene morfologice și procesuale (eroziune-transport-acumulare). Dinamica diferențiată, care se înregistrează între unitățile morfologice și funcționale, imprimă în cele din urmă direcția de evoluție a versantului. În situația în care sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer, se caracterizează printr-o dinamică accentuată, prin materialele care le furnizează, însoțite de retragerea sa înspre partea superioară a versantului, influențează în mod hotărâtor și evoluția celorlalte unități.

În urma analizei unităților morfologice și funcționale, a 11 versanți din depresiune: versantul drept al Almașului la Gâlgău Almașului (Depresiunea Almaș-Agrij), versantul drept al Văii Borșa între Vultureni și Ciumăfaia (Podișul Someșan), versantul drept al Văii Dipsa în aval de Lechința (Dealurile Bistriței), versantul drept al Văii Bandului la Band (Câmpia Transilvaniei), versantul drept al Târnavei Mari la Copșa Mică (Culoarul Târnavei Mari), versantul drept al Târnavei între Blaj și Crăciunelul de Jos (Culoarul Târnavei), versantul drept al Văii Cergăului la Cergău Mare (Podișul Secașelor), versantul drept al Secașului Mic la Secășel (Podișul Secașelor), versantul drept al văii Calva între Mihăileni și Buia (Podișul Hârtibaciului), versantul drept al Văii Rorii la Merghindeal (Podișul Hârtibaciului) și versantul stâng al Văii Șoimușul Mic în amonte de Șoimușu Mic (Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt), s-au desprins o serie de **concluzii**, referitoare la maniera de evoluție a acestora (Roșian, 2011); ele vor fi prezentate sintetic în continuare.

Configurația și distribuția actuală a unităților morfologice și funcționale, arată că numărul și compoziția lor se datorează în cea mai mare măsură, proceselor geomorfologice din timpul Pleistocenului și Holocenului.

Diferențierea lor a avut loc o dată cu creșterea valorii altitudinilor relative, a versanților față de albi, proces care se accentuează începând cu Pliocenul superior și

Pleistocenul inferior, din cauza mișcărilor tectonice de ridicare, care afectează Munții Carpați și Depresiunea Transilvaniei; de asemenea formarea teraselor superioare pe râurile principale, la care se adaugă definitivarea unității de luncă pentru cele secundare, determină trecerea versanților în condiția de independență, față de sistemele de drenaj.

În partea a doua a Pleistocenului, caracterizată printr-un relativ calm tectonic (Jakab, 1979a), versanții deja existenți, ca rezultat al sculptării unei rețele dese de văi, sunt supuși proceselor de natură morfoclimatică. Cu excepția morfodinamicii fluviale, celelalte procese se desfășoară pe suprafețe înclinate, de tipul versanților și interfluviilor, care în condițiile climei periglaciare weichseliene (würmiene), contribuie la distrugerea platourilor interfluviale (Jakab, 1979a). Umplerea masivă a văilor, care a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și o separare între procesele care se desfășoară în albia râurilor și pe versanți, a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciului Weichselian sau Würm. Pe parcursul fazelor interglaciare și interstadiale, la partea inferioară a văilor, prin predominarea eroziunii verticale, din albie, are loc detașarea teraselor inferioare, în timp ce la nivelul versanților *„căpătau o mare amploare alunecările de teren de diferite tipuri, solifluxiunea, fragmentarea liniară, detașarea umerilor, a crestelor înguste de tip derazional și sculptarea văilor de deraziune. În general se producea o înviorare a reliefului”* (Jakab, 1979a, p. 3); în fazele de calm relativ al morfodinamicii erau întrunite condiții pentru desfășurarea pedogenezei. Se observă că modelarea versanților a avut o desfășurare ritmică, ca rezultat al succesiunii, cu intensități diferite, a proceselor dependente în mare măsură de oscilațiile climatice. Diferențierile petrografice existente și-au făcut simțită prezența îndeosebi prin amplificarea sau diminuarea manifestării generale a condițiilor climatice (Mac, 1980a). Înregistrarea de către substrat a variațiilor climatice, a fost favorizată de existența rocilor friabile pe suprafețe extinse, mergând până la înregistrarea efectelor topoclimatice determinate de expoziția versanților (Mac, 1980a).

Dintre unitățile morfologice și funcționale existente, cea care oferă cele mai multe informații despre dinamica proceselor geomorfologice, este unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer. De obicei, ea se suprapune secțiunii active procesuală a versantului și se află poziționată, cu unele excepții, în partea mediană sau superioară a acestuia.

Pentru Depresiunea Transilvaniei, diferențierile regionale sunt condiționate atât de prezența unor orizonturi de roci cu duritate superioară, care apar în profilul versanților, cât și de dinamica proceselor geomorfologice trecute și actuale, în condiții de uniformitate litologică.

Concret, în Podișul Someșan, unitatea de maximă procesuală și transfer se află poziționată atât la partea superioară a versanților, de exemplu în cazul orizonturilor Tufului de Dej, cât și la cea inferioară, așa cum este în cazul versantului drept al Almașului la Gâlgău (Roșian, 2011) (fig. 6. 72 și 6. 73).

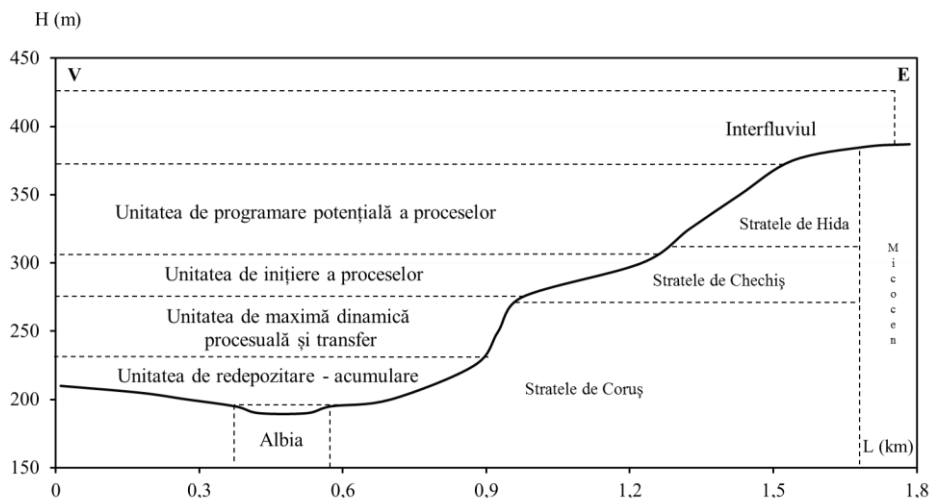


Fig. 6. 72. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Almașului la Gâlgău (Roșian, 2011, p. 249)

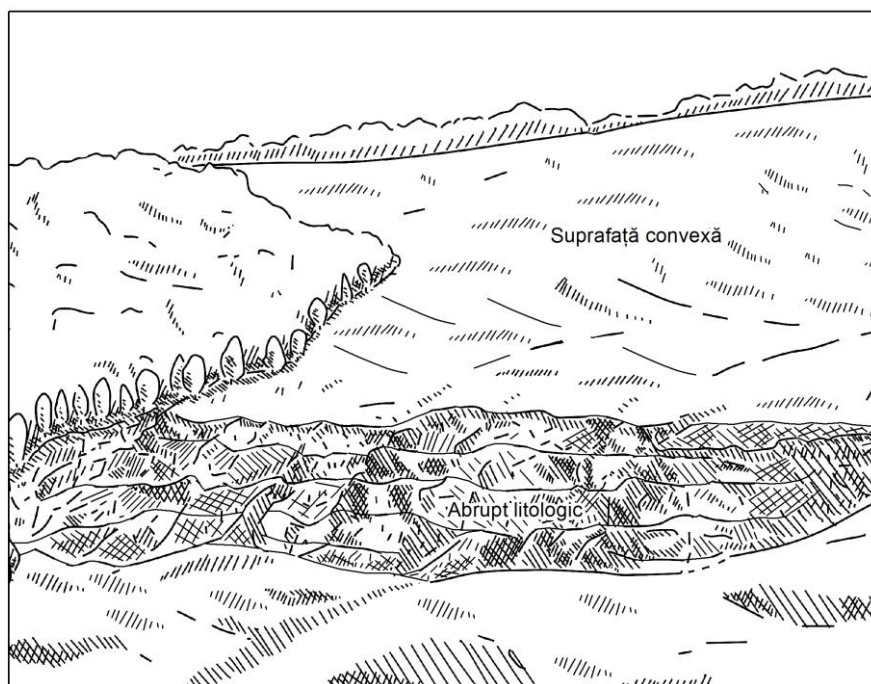


Fig. 6. 73. Versantul drept al versantului drept al Văii Almașului la Gâlgău Almașului

În Câmpia Transilvaniei unitatea de maximă procesuală și transfer este localizată preponderent la partea superioară a versanților (fig. 6. 74) și uneori în cea

mediană, ea fiind suprapusă vechilor cornișe de desprindere a alunecărilor masive de tip glinee.

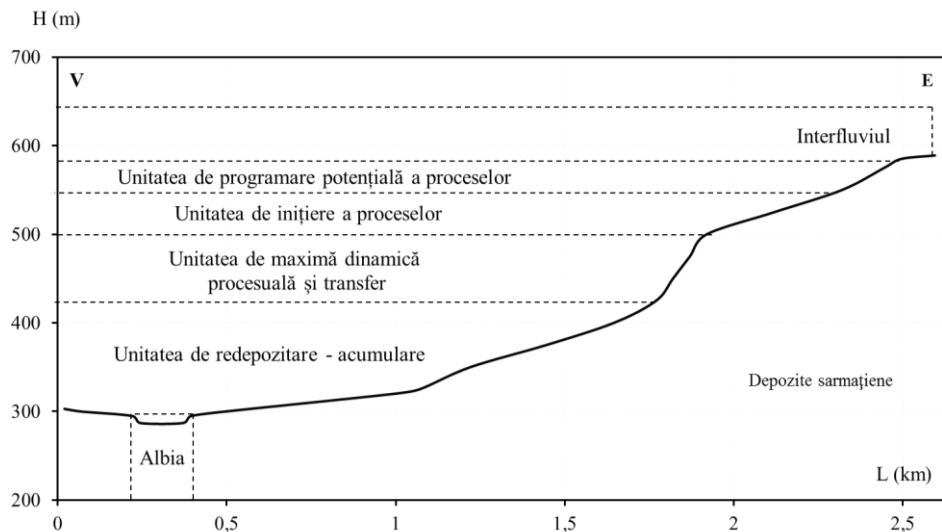


Fig. 6. 74. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Dipșa în aval de Lechința (Roșian, 2011, p. 254)

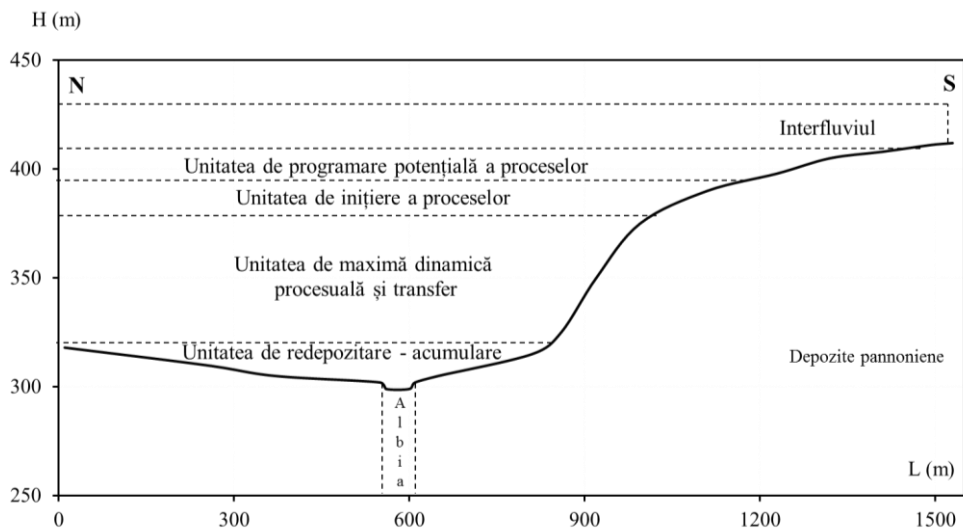


Fig. 6. 75. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Cergăului la Cergău Mare (Roșian, 2011, p. 267)

Pe versanții suprapuși fronturilor de cuestă, care însoțesc culoarele de vale, ale principalelor râuri transilvane (alohtone), secțiunea activă a versantului fie că se

află la partea mediană sau superioară, fie ocupă aproape întreaga suprafață a acestora, așa cum se întâmplă la Copșa Mică.

În Podișul Secașelor, cu deosebire unde versanții sunt afectați de alunecări vechi sau recente, unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer se întâlnește la partea mediană și superioară a versantului (fig. 6. 75).

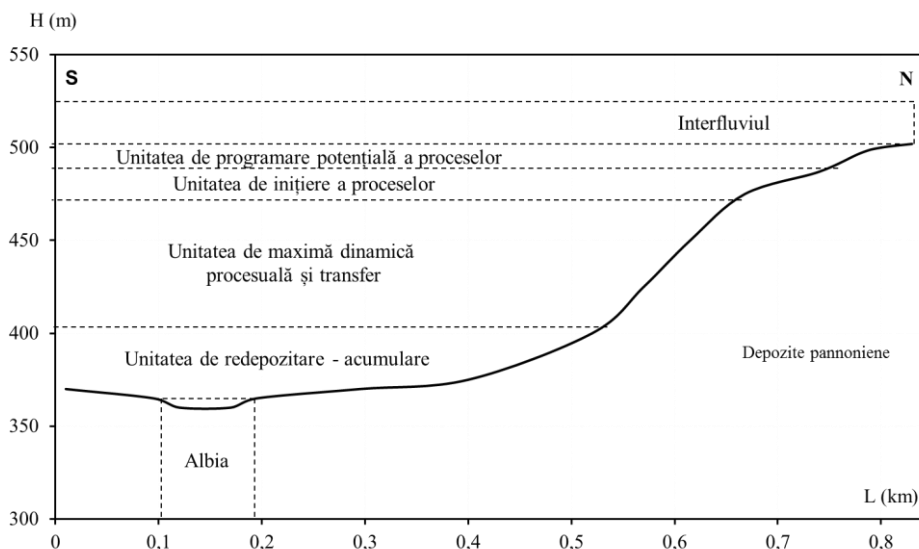


Fig. 6. 76. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Calva în amonte de Buia (Roșian, 2011, p. 270)

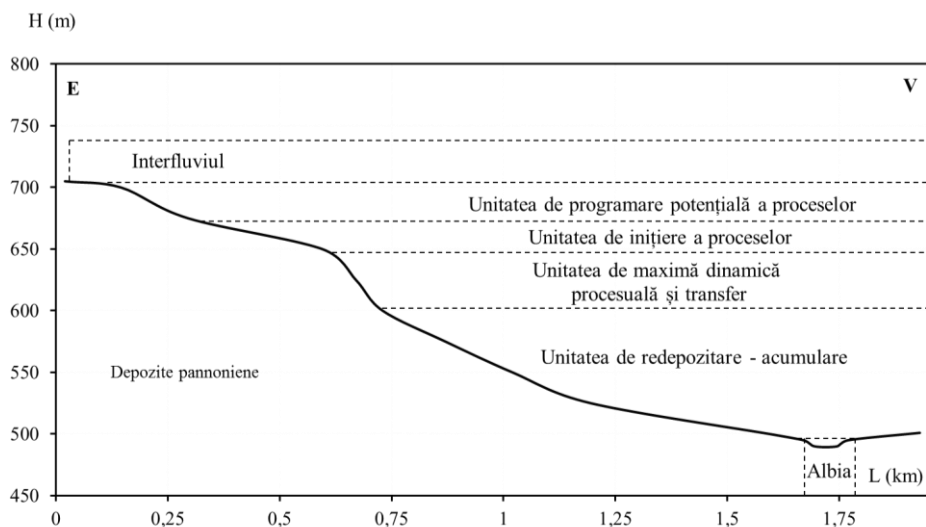


Fig. 6. 77. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului stâng al Șoimușului Mic în amonte de localitatea Șoimușu Mic (Roșian, 2011, p. 273)

În cazurile analizate din Podișul Hârtibaciului, datorită relativei stabilități a versanților, pe fondul ponderii ridicate ocupate de fondul forestier și a utilizării adecvate a terenurilor, unitatea de maximă diamică procesuală și transfer este prezentă mai mult morfologic decât funcțional, datorită lipsei proceselor actuale de ampoare (fig. 6. 76); ea este poziționată îndeosebi la partea mediană și superioară a versanților (Roșian, 2011).

O situație deosebită o prezintă versanții afectați de deraziune, în cadrul cărora secțiunea activă procesual, poziționată la partea superioară și uneori mediană a versantului (fig. 6. 77), se află suprapusă abrupturilor de la partea superioară a vâilor de deraziune, care sunt reluate de către procesele geomorfologice actuale.

Procesele recente, de pe suprafața versanților, nu au făcut altceva decât să-și ajusteze mecanismele și maniera de lucru, la tiparele morfologice moștenite din Pleistocenul superior. S-a ajuns ca versanții transilvăneni, rezultați în urma acțiunii directe și indirecte a râurilor, să ofere un câmp independent pentru desfășurarea proceselor actuale de denudare (Mac, 1972). Acest fapt este rezultatul perioadelor de modelare pleistocene, în care procesele de sculptare a versanților, prin cantitatea de materialul evacuat, au depășit capacitatea de transport a râurilor. Existența în majoritatea cazurilor a unei unități de redepozitare acumulare, bine dezvoltate, trebuie privită ca un reglator, care acționat de o asemenea manieră, încât o parte din materia furnizată de subsistemul versant a rămas stocată la baza acestuia (Roșian, 2011). S-a ajuns la formarea de unități funcționale, cu rol de tampon, între secțiunea activă a versantului și albie, care condiționează direcționarea proceselor actuale, ele deosebindu-se în funcție de stabilitatea unității pe care se află; diferența cea mai însemnată se înregistrează între unitatea de maximă mobilitate morfodinamică și unitatea de redepozitare a materialelor deluvio-coluviale (Roșian, 2011).

Evoluția majorității versanților actuali, ajunși în condiții de independență față de albie, are loc prin mecanisme de autoreglare, de tip feed-back negativ, desfășurate între unitatea de maximă mobilitate morfodinamică și unitatea de acumulare.

Dezvoltarea versantului pe fâșii, reprezentate de către unitățile morfologice și funcționale *„demonstrează acțiunea modelării diferențiate, iar reluarea proceselor justifică atribuirea calificativului de modelare continuă”* (Mac, 1980a, p. 64). Practic, formele de relief preexistente, prin poziția și dimensiunea lor, au devenit factori cu rol coordonator al proceselor actuale.

Cu toate că dinamica proceselor geomorfologice actuale, se desfășoară în cazul multor versanți la cote ridicate, privită comparativ cu *„morfogeneza etapelor reci caracterizată de o viteză pe alocuri accelerată de desfășurare și de un spectru larg de complexe procesuale, morfodinamica perioadelor temperate este în aparență nesemnificativă ca anvergură, fiind îndeobște asociată cu noțiunea de*

relativă stabilitate și cu desfășurarea pe scară largă a proceselor discrete de meteorizare și pedogeneză” (Pendea, 2005, p. 158). Autorul citat, revine subliniind în continuare, că morfogeneza continuă, dar pe alte paliere energetice, deoarece începând cu Holocenul, crește influența factorului antropic, care adesea a avut un rol hotărâtor în modificarea peisajului, fapt care a determinat ca morfodinamica versanților să fie marcată chiar de etape de accelerare. De asemenea, procesele specifice Pleistocenului superior, reprezentate de către pluviodenudare, torențialitate, alunecări de teren etc., își continuă și în prezent manifestarea, dar la o scară mai redusă.

În aceste condiții, domeniul de modelare, pe fondul căruia se desfășoară morfodinamica actuală, este rezultatul conlucrării dintre substrat (rocă și structură), factorii geomorfologici (forme preexistente, pantă, fragmentarea reliefului, expoziție etc.), climatici, hidrologici, biopedologici și antropici. Aceasta înseamnă că procesele recente, care se derulează la nivelul versanților, acționează asupra informației morfologice moștenite, de la sistemul de modelare din Pleistocenul superior, sub controlul climatului temperat transilvan și al factorului antropic.

Procesele geomorfologice actuale dominante, ocupă poziții diferite de la un caz la altul, în funcție de particularitățile unităților morfologice și funcționale. Cu toate acestea analizând situația existentă, la nivelul întregului spațiu depresionar, se observă unele caractere generale ale manifestării lor:

- pluviodenudarea și denudarea peliculară se desfășoară pe toate suprafețele de teren, care în condițiile unui covor vegetal adecvat asigură scurgerea, indiferent de unitatea de versant;

- eroziunea prin intermediul proceselor de scurgere a apei pe versant, localizate de obicei pe unitățile de la baza și mijlocul versantului, ajunge în funcție de câmpul energetic disponibil, prin conlucrarea cu procesele de alunecare până la interfluvii.

- procesele de deplasare în masă, dintre care dominante sunt alunecările de teren, se întâlnesc la nivelul unității de maximă mobilitate morfodinamică, precum și în alte unități, care prin valori ale pantei și un echilibru labil oferă condiții favorabile declanșării acestora.

Încadrarea schematică, propusă mai sus, datorită diferențierilor teritoriale existente, se dovedește a fi una destul de generală. Ea trebuie completată cu precizarea că, în cazul menținerii secțiunii active a versantului sub forma unui abrupt cu roca la zi, se întâlnesc procese de dezagregare, dizolvare, gelifracție, antropice etc., care dau naștere unui relief rezidual, ca efect al eroziunii desfășurată pe orizonturi de roci cu duritate diferită.

Cele menționate, dovedesc existența unei diferențieri a morfodinamicii în complexele vale-versant din depresiune, datorată modului diferit de acțiune a agenților pe un substrat heterogen.

Concluzii. Precizarea finală, subliniază că pentru morfometria, morfologia și funcționalitatea unităților de versant, un rol important l-au avut procesele pleistocene și holocene, ale căror forme moștenite sunt reluate în prezent de către procesele actuale. Acestea din urmă acționează astfel în strânsă legătură unele cu altele, în funcție de substrat, tipul de versant, tipul relației morfodinamice, gradul de acoperire cu vegetație, nivelul intervenției antropice etc., în procesul continuu de adaptare a reliefului la starea geomorfologică prezentă.

Analiza proceselor geomorfologice actuale, urmărirea dispunerii formelor de relief generate de către acestea în cadrul unităților morfologice și funcționale de versant, alături de tipul de evoluție a versanților, relevă continuarea procesului de netezire, de reducere a valorii pantelor în vederea atingerii unui echilibru dinamic, atât la nivelul versanților cât și la cel al albiilor, din moment ce echilibrul între cele două subsisteme a fost realizat, în majoritatea cazurilor, prin tranziția de la relații morfodinamice de conlucrare la cele de non-conlucrare (Roșian, 2011).

Practic fiecare unitate morfologică și funcțională își ajustează forma, în tendința versantului de a atinge un profil de echilibru dinamic. Fiecăreia dintre ele îi este specifică o anumită intensitate a proceselor geomorfologice, fie că ne referim la eroziune, evacuare sau acumulare, intensitate care este controlată de numeroase variabile. De exemplu, rata evacuării materialelor în condiții de uniformitate litologică este influențată de pantă, dacă și panta se menține uniformă intervine vegetația, tipul de sol, modul de utilizare a terenurilor etc.

Delimitarea unităților morfologice și funcționale a versanților are o utilitate practică deosebită, deoarece ajută la cunoașterea segmentelor susceptibile la procese geomorfologice. Astfel de informații sunt utile atunci când se întreprind acțiuni de prevenire și combatere a proceselor geomorfologice pe versanți sau la nivelul formelor de relief, situate la partea lor inferioară.

6.3.4.3. Tipuri de evoluție a versanților în Depresiunea Transilvaniei

Diversitatea morfologică, sub care se prezintă versanții din depresiune, îngreunează stabilirea unor tipuri exacte de evoluție a lor. Cu toate acestea un număr restrâns de autori (Jakab, 1979a; Josan, 1979; Mac, 1980a; Irimuş, 1998; Sandu, 1998; Pendea, 2005 etc.), în lucrările lor, pornind de la cele două modele fundamentale de evoluție a versanților: teșirea (în sensul Powell, 1875; Davis, 1902) și retragerea sau reculul (în sensul Penk, 1924; Bryan, 1940), la nivel de mecanisme și tendințe discrete de evoluție, au propus mai multe tipuri evolutive: evoluție prin retragere, evoluție prin acumulare, evoluție prin aplatizare-teșire, evoluție prin refragmentare (sau fragmentare), evoluție prin retragere și refragmentare, evoluție prin teșire și retragere, evoluția versanților cu terase și agrotetase etc.

A. Evoluția prin retragere

Ea se manifestă cel mai mult fiind realizată de către acțiunea proceselor de modelare areală. Cei mai afectați sunt versanții suprapuși fronturilor de cuestă, precum și versanții care se prezintă sub formă de abrupturi, menținuți și din alte cauze (nu doar structurale), cum sunt cele petrografice, tectonice etc.

În funcție de relația morfodinamică existentă, între albie și versant, se deosebesc două direcții evolutive, ulterioare retragerii suprafeței active a versantului: în prima materialul furnizat se acumulează la baza versantului, sub formă de glacisuri (**prima direcție**), iar în a doua este îndepărtat de către râul care curge la baza lui (**a doua direcție**). Cele două posibilități, ale unui versant care evoluează prin retragere sau recul, vor fi detaliate în continuare.

În situația în care preponderente sunt relațiile morfodinamice de non-conlucrare, în complexele vale-versant, este favorizat procesul de acumulare, a materialelor mobilizate, de către procesele geomorfologice de pe versant, la baza lui, sub formă de glacis, motiv pentru care **evoluția prin retragere are loc cu formare de glacis bazal (prima direcție)**.

Retragerea fronturilor de versant s-a făcut la început pornindu-se de la bază comună văii și versantului – șesul fluviatil (Mac și Herșcovici, 1973). Ulterior pe măsură ce între versant și curentul de apă se interpune o fâșie de teren, de tipul luncii sau a teraselor fluviale, retragerea versantului devine indiferentă de adâncirea râului, dobândind o totală autonomie (Jakab, 1979a).

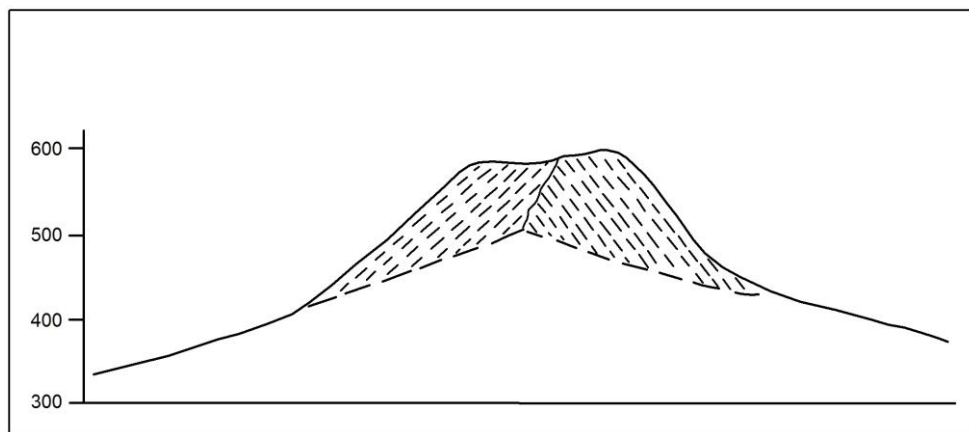


Fig. 6. 78. Reprezentarea schematică a evoluției unui interfluviiu prin retragere bilaterală a versanților (Jakab, 1979a, p. 11)

Ea va fi direcționată în continuare de procese geomorfologice specifice versanților (scurgerea apei și deplasări materiale - concentrate asupra abruptului, determinând retragerea lui către interfluviiu), a căror bază de eroziune locală devine

glacisul. Sectorul de versant în retragere poate să devină din ce în ce mai abrupt, până în momentul în care ajunge la cumpăna apelor, consumând în întregime suprafața interfluvială, care îl separa de versantul din partea opusă (Jakab, 1979a). Dincolo de acest moment începe coborârea și deplasarea cumpenei de ape în dauna versantului opus, odată cu dispariția abruptului în retragere (fig. 6. 78).

Practic a avut loc mutarea continuă a secțiunii active a versantului, astfel încât altitudinea relativă a acestuia a rămas aceeași, dar a scăzut progresiv față de partea superioară a unității de acumulare (Mac și Herșcovici, 1973). În condițiile date, versantul a ajuns să evolueze relativ independent, față de ceea ce se întâmplă în cadrul albiilor, având ca bază de denudare sau eroziune, partea superioară a glacisului, care în funcție de dinamica proceselor geomorfologice își poate continua extinderea în suprafață, spre partea superioară a versantului (Mac și Pendea, 2002). Astfel de la versanți inițial abrupti s-a ajuns la suprafețe ușor înclinate de tipul glacisurilor (fig. 6. 79).

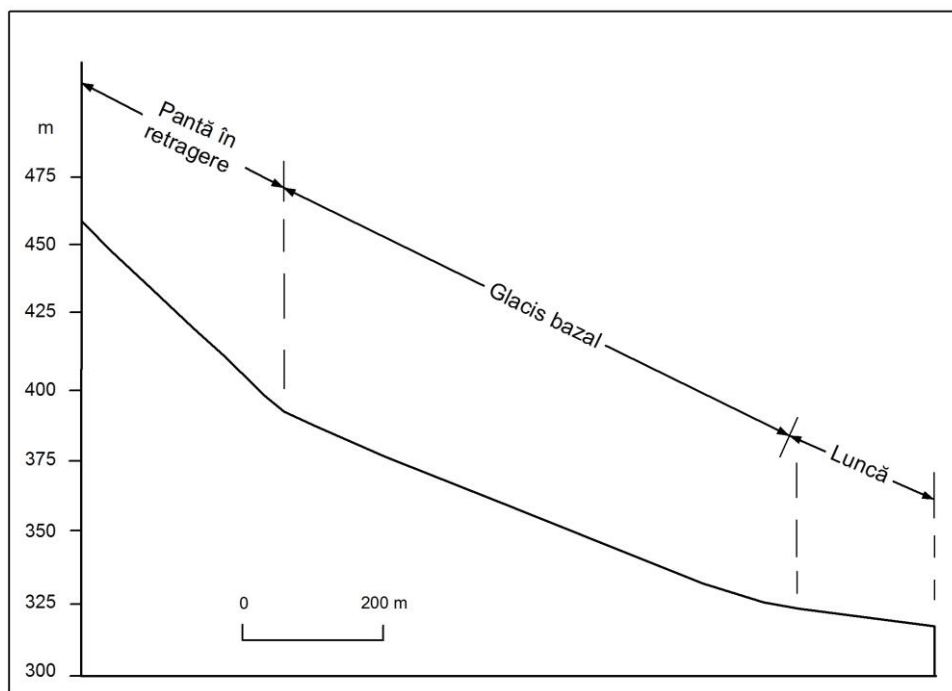


Fig. 6. 79. Versant cu evoluție prin retragere cu formare de glacis bazal din Dealurile Târnavei Mici (Jakab, 1979a, p. 9)

Există situații în care retragerea versanților se realizează pe două sau mai multe fronturi, situate la niveluri diferite: versantul drept al Târnavei Mici la Sângeorgiu de Pădure (Josan, 1979), versantul drept al Someșului pe aliniamentul Piscul Ronei-Cărmida-Prisnel (Hosu, 2009) etc. În aceste cazuri în afara glacisului de la partea inferioară, se formează încă una sau mai multe trepte ușor înclinate,

condiționate structural, prin eroziune diferențială, din cauza existenței unor straturi cu durități diferite (Jakab, 1979a) sau datorită alunecărilor de teren, al căror elemente au fost ulterior nivelate (Mac și Pendea, 2002).

În Dealurile Târnavei Mici sunt câteva cazuri când, pe ambele flancuri, versanții evoluează prin retragere cu formare de glacis bazal. După intersectarea abrupturilor în retragere, care ajung să se consume, glacisurile bazale, în continuă extindere, ajung în contact, formând un interfluviu mai coborât altitudinal, cu versanți mai puțin înclinați, comparativ cu situația anterioară (fig. 6. 78). Reprezentative în acest sens sunt câteva interfluvii din Dealurile Jacodului (interfluviul dintre Pârâul Roaboș și Valea Perilor, interfluviul dintre Pârâurile Nadeș și Iștand) și Dealurile Târgu Mureșului (interfluviul dintre Pârâurile Iara și Petrilaca) (Jakab, 1979a).

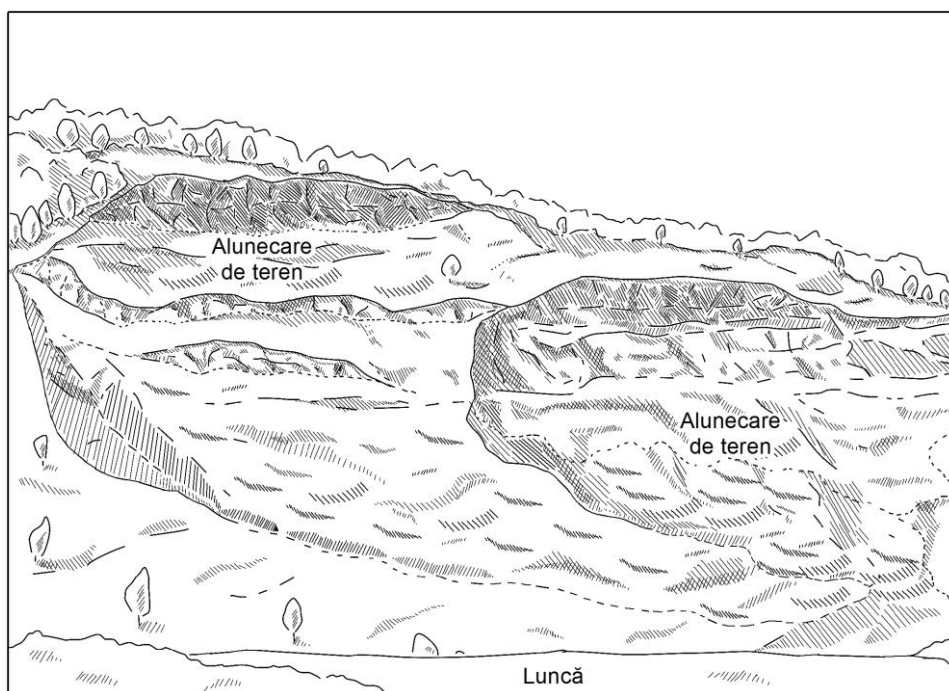


Fig. 6. 80. Evoluția prin retragere datorită alunecărilor de teren (versantul drept al Târnavei Mari în amonte de Micăsasa)

Conform acestui model, evoluția fronturilor structurale și litologice, din cadrul versanților, a avut loc prin recul și formare de glacis bazal. Retragera în această manieră a versanților, aferenți văilor principale din depresiune, impulsionată și de deplasarea spre nord a râurilor, sub efectul mișcărilor tectonice, mai accentuate din Carpații Meridionali, a condus la o ușoară modificare a profilului acestora (Pendea, 2005). S-a ajuns astfel ca versanții sub formă de front de cuestă să aibă un profil complex, cu abruptul (free face) retras în partea superioară (fig. 6. 80), care în funcție

de litologie poate să fie convex (când s-a format pe nisipuri ușor cimentate sau pe marne nisipoase relativ dure, intercalate cu nisipuri), drept (pe marne nisipoase), ușor concav (pe argile marnoase foioase) sau în trepte (Jakab, 1979a; Pendea, 2005).

Morfostratigrafia de detaliu, a glacisului de la baza abruptului, indică participarea semnificativă a depozitelor criogene (formațiuni loessoide, solifluidale, proluviale stratificate etc.), pregătite de crioclastism și preluate de procesele areolare (pluvionivație, congelifluxiune etc.) (Pendea, 2005).

Transformarea unui versant, inițial abrupt, într-un glaciș, s-a realizat în urma alternanței proceselor de eroziune și acumulare, ce au contribuit pe rând, la încărcarea și descărcarea curentului de curgere cu materiale deluviale (Mac, 1988). Retragera versantului a fost mai activă în partea mijlocie și superioară, frontul acestuia devenind treptat o suprafață autoreglată, menținută în echilibru dinamic, atâta vreme cât redistribuirea materialelor, prin eroziune și relocare, s-a realizat în armonie cu raportul dintre forța curentului de curgere și rezistența opusă de substrat (Mac, 1988). Conform autorului citat, rezistența în cauză depinde, pe lângă natura și permeabilitatea rocilor, și de alte variabile precum: încărcătura deluvială, panta și lungimea versantului, prezența asperităților, gradul și tipul de acoperire cu vegetație.

Retragerea versanților în acest mod, cu toate că se continuă și în prezent, a fost mult mai activă în fazele glaciare, când a fost posibilă acumularea unei cantități mai mari de material detritic sub frontul de denudare.

Dezvoltarea glacișurilor, la baza versanților, a avut loc astfel în condiții ce au permis dezagregarea, descompunerea, retragerea versanților și acumularea materialelor la baza lor (Sandu, 1998). Conform autoarei citate, condiții favorabile pentru geneza glacișurilor au avut loc în Interglaciul Eemian sau Riss – Würm, precum și în perioadele periglaciare, care au urmat, când condițiile climatice au favorizat intensificarea eroziunii laterale și a acumulării.

În aceste situații, glacișurile din depresiune au avut o dezvoltare ciclică, care după ce a debutat o dată cu formarea versanților, prin adâncirea râurilor, s-a accentuat apoi, în condiții geomorfologice periglaciare (criergice) (Pendea, 2005), pentru a continua, în prezent, pe seama proceselor geomorfologice actuale de pe suprafața versanților.

O situația aparte o reprezintă glacișurile formate pe monoclinurile cu aspect de suprafețe cvasistructurale specifice domurilor: Delenii, Cetatea de Baltă și Nadeș. Ele au caracter de glacișuri de revers, constituite din deluvii groase, formate în urma alunecărilor consecvente, care au afectat marnele sarmațiene și panoniene (Geografia României, III, 1987).

Versanți cu o astfel de evoluție se întâlnesc îndeosebi în Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor, unde sunt favorizați și de asimetria generală a reliefului (fig. 6. 80). Se remarcă în acest sens versanții suprapuși fronturilor de cuestă ce străjuiesc

văile: Fărău, Râtlui, Ozdului, Ocnîșoara, Valea Lungă, Nadeș, Târnava Mare, Târnava Mică etc., la baza cărora s-au format glacisuri de versant (Josan, 1979).

Un alt tip de versant, care poate fi încadrat acestei direcții, este cel de **evoluție prin acumulare** (agradare) (Mac, 1980a). Despre aceasta, autorul citat, menționează că este condiționată de acumulările de la partea inferioară, a sectoarelor înclinate ale versanților. În cazul acestui tip evolutiv se ajunge la formarea de glacisuri bazale și suspendate, uneori chiar sub muchea interfluviilor. Ideea a fost continuată de Irimuş (1998), care menționează că pe această cale, cea a formării glacisurilor suspendate, versantul ajunge să aibă un profil în trepte. Autorul citat, menționează mai departe că, unirea glacisurilor bazale conduce la conturarea trăsăturilor văilor subadaptate (văi largi cu fund plat), mărginite de versanți cu valori moderate ale pantei. Umplerea masivă, îndeosebi a văilor de ordine inferioare, care a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și la o separare între procesele care se desfășoară în albiile râurilor și pe versanți, a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciului Weichselian sau Würm (Pendea, 2005).

Pornind de la aceste afirmații, consider că evoluția prin acumulare, cel puțin pentru versanții din Depresiunea Transilvaniei, nu reprezintă decât o variație a tipului de evoluție prin retragere cu formare de glacis bazal, cu deosebirea că acesta este bine dezvoltat, urcând și acoperind cea mai mare parte a versantului. Ca exemplu, de evoluție în acest mod, sunt dați versanții din Dealurile Sicului și Dealurile Praidului (subunitatea Dealurile Bezidului).

Cele mai dezvoltate glacisuri, formate în urma unei astfel de evoluții, apar la contactul luncilor cu versanții și sub abrupțiunile structurale, cum de altfel se întâmplă în multe cazuri în Câmpia Transilvaniei (fig. 6. 81).



Fig. 6. 81. Evoluția prin acumulare (versantul drept al văii Lechința, în aval de Sânmihaiu de Câmpie)

În situația în care predominante sunt relațiile morfodinamice de conlucrare, între albie și versant, nu mai este posibilă acumularea materialelor, mobilizate de către procesele geomorfologice de la partea superioară, la baza versantului, sub formă de glacis; în aceste condiții **evoluția prin retragerea are loc fără formare de glacis bazal** (Jakab, 1979a) **(a doua direcție)**.

Practic, materialele rezultate în urma retragerii versantului, fiind transportate în întregime, de râul care curge la baza lui, nu se mai formează o unitate morfologică și funcțională cu declivitate redusă, de tipul glacisului, la partea lui inferioară. În același timp, râul care a curs la baza versantului a avut permanent rol activ, în menținerea unei dinamici semnificative a proceselor de versant, prin subminarea bazei acestuia (Jakab, 1979a). În Dealurile Târnavei Mici, unde autorul citat a studiat versanții, pentru a deosebi acest tip de evoluție, procesele geomorfologice diferă în funcție de litologie astfel: când în substrat predominante sunt rocile argilo-marnoase se manifestă alunecările de teren, iar când majoritar sunt rocile nisipoase procesele de denudare peliculară și scurgerea concentrată a apei, prin ogașe, ravene și torenți.

În aceste condiții retragerea versantului are loc paralel cu el însuși, fără a deveni din ce în ce mai abrupt, spre partea superioară, ca în cazul precedent (Jakab, 1979a). În conformitate cu viteza de adâncire a râului și cu rocile din componența substratului, s-au format versanți cu profil drept, convex sau concav.

Astfel de versanți sunt caracteristici în perimetrul localităților Ghinești și Bezid (din Dealurile Praidului), precum și în bazinul superior al Râului Domald și pe afluenții acestuia în amonte de Viișoara (Dealurile Dumbravenilor), în cuprinsul cărora predominante sunt rocile mai dure, nisipoase (Jakab, 1979a). Pe alocuri astfel de versanți se întâlnesc și în culoarele râurilor meandrate, pe sectoarele în care acestea curg la baza versanților.

B. Evoluția prin aplatizare-teșire

La acest tip de evoluție contribuie cu precădere pluviodenudarea și creep-ul, ea fiind specifică versanților alcătuiți din roci nisipoase depuse în straturi groase (Mac, 1980a).

În urma evoluției prin teșire, partea superioară a versanților coboară și devine convexă, din cauza pierderii de sol și rocă, în timp ce partea inferioară se înalță și devine concavă (fig. 6. 82), datorită acumulării de material, segmentul rectiliniu micșorându-se până la dispariție totală (Jakab, 1983b).

Teșirea versanților determină existența unui profil de echilibru între convexitatea superioară și concavitatea inferioară, prin acțiunea erozivă a pluviodenudației, denudării peliculare și a creeping-ului (Jakab, 1983b).

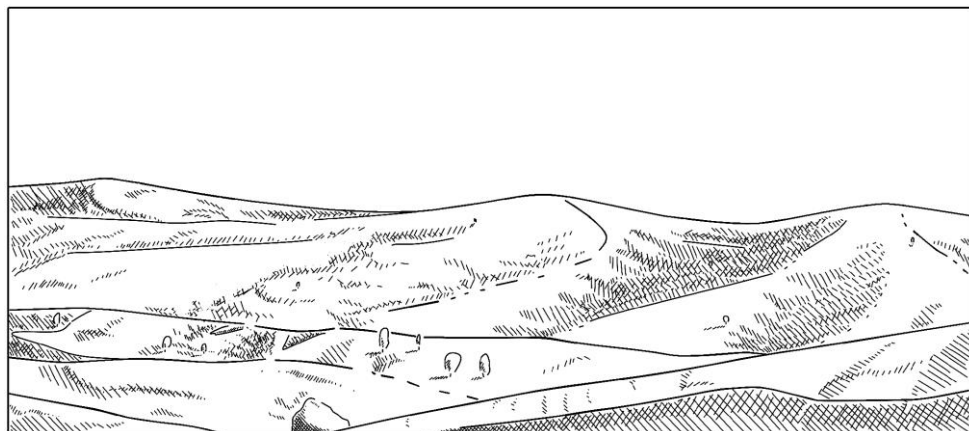


Fig. 6. 82. Evoluția prin aplatizare-teșire (versantul drept al Văii Leorința la Grebenișu de Câmpie)

C. Evoluția prin refragmentare

Ea este caracteristică suprafețelor pe care își desfășoară acțiunea erozivă, timp îndelungat, formațiunea de modelare torențială (reprezentată îndeosebi de ravene și torenți) (fig. 6. 83), alunecările de teren de tip curgere (fig. 6. 84) și curgerile noroioase. La refragmentarea versanților a contribuit modificarea nivelelor de bază, ale râurilor principale, dar și dezvoltarea unor niveluri locale de denudare, suspendate datorită prezenței unor orizonturi de roci mai dure (gresii, tufuri, calcare etc.), scoase în evidență de către eroziunea selectivă. Se poate ajunge, în acest mod, la formarea unor bazine de eroziune suspendate (cum este în cazul versantului stâng al Arieșului între Viișoara și Hădăreni), prevăzute cu un profil în trepte, cu rol de nivel de bază local (Irimuş, 1998). Interceptarea acviferului, de către ravene și torenți, contribuie, prin permanentizarea scurgerii, la amplificarea procesului de fragmentare a versanților (Josan, 1979).

Versanții, indiferent că este vorba de cei din cadrul culoarelor de vale principale sau de cei ai râurilor secundare, au început să fie afectați de torențialitate încă din prima parte a Holocenului (Pendea, 2005). Alături de fragmentarea suprafeței versanților, manifestarea ei a determinat formarea pe scară largă a conurilor de dejecție bine dezvoltate, ce parazitează discontinuu luncile sau alte suprafețe la partea lor inferioară (Pendea, 2005), înscriindu-le evoluția în aceeași tendință de reducere a diferenței de nivel și a declivității, dintre lunci și interfluvii.

Cea mai tipică refragmentare o înregistrează versanții fronturilor de cuestă, pe care sunt prezente elemente ale formațiunii de modelare torențială (ogașe, ravene și torenți) și curgeri noroioase, din cadrul următoarelor unități morfostructurale:

Podișul Someșan, Dealurile Târnavei Mici și Podișului Secașelor. De exemplu, în Dealurile Târnavei Mici, un asemenea tip de evoluție este specific teritoriilor în care predominante sunt nisipurile pannoniene, cum este cazul văilor Lodroman, Chesler, Valea Rea, Băgaciu, Zagăr, Senereuș, Vețca sau pe versantul drept al Târnavei Mari (sectorul Dumbrăveni - Mediaș) (Josan, 1979).

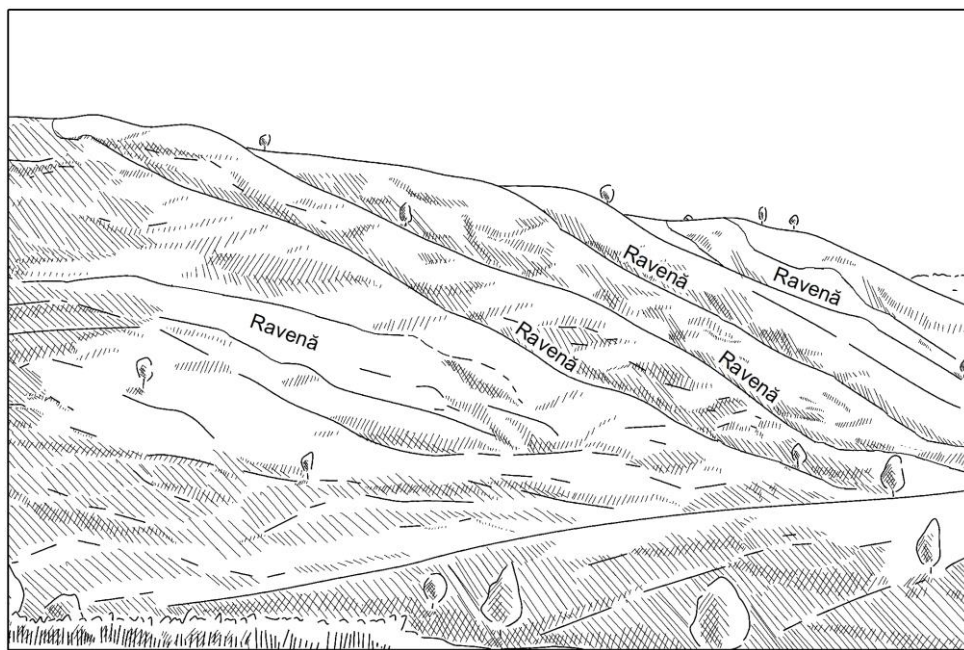


Fig. 6. 83. Evoluția prin refragmentare datorită ravenelor (versantul drept al Văii Ugruțului, în amonte de confluența cu Almașul)



Fig. 6. 84. Evoluția prin refragmentare datorită alunecărilor de teren (versantul stâng al Văii Fânațelor în aval de Bobohalma)

De asemenea, în Dealurile Târnavei Mici, pe fondul prezenței nisipurilor în substrat, alături de existența alunecărilor de teren, eroziunea liniară a rețelei hidrografice a fost foarte intensă, având drept efect geneza unor văi scurte și adânci, cu un profil transversal asemănător literei V (Josan, 1979). Astfel, dacă alunecările de teren conduceau la acumularea de materiale, sub formă de glacisuri, la baza versanților, eroziunea liniară, prin intermediul văilor, a contribuit la evoluția reliefului prin fragmentarea versanților (Josan, 1979).

Adâncimea și densitatea fragmentării este foarte variată, începând de la torenți de dimensiuni reduse, vâlcele și văiuși, până la văi bine conturate, care pătrund adânc în frontul versantului (Josan, 1979). În dezvoltarea unor astfel de văi, un rol deosebit l-au avut și deplasările în masă, dintre care se remarcă: alunecările de teren și curgerile noroioase. Răvenele și torenții au contribuit la dezvoltarea văilor, care fragmentează versanții (fig. 6. 85 A), prin adâncirea și înaintarea regresivă a acestora, în timp ce alunecările de teren au dus la retragerea versanților acestora și lărgirea lor (Josan, 1979). Fără îndoială cele două procese s-au întrepătruns. Fie inițial s-a produs o alunecare de teren sau o curgere noroioasă, care a favorizat ulterior instalarea unui torent, fie invers, întâi torent și apoi alunecare, procesele derulându-se împreună mai departe, dar predominând cel care a întâlnit condiții mai favorabile pentru dezvoltare (Josan, 1979). Prin evoluția acestor văi, în detrimentul versanților, se ajunge, conform autorului citat, la mari complexe de desfășurare a proceselor de versant, cum sunt de exemplu Valea Glogoveț și Valea Rea (afinenți de dreapta ai Târnavei Mari) și afluenții de dreapta ai Văii Idiciu și ai Văii Cund etc.

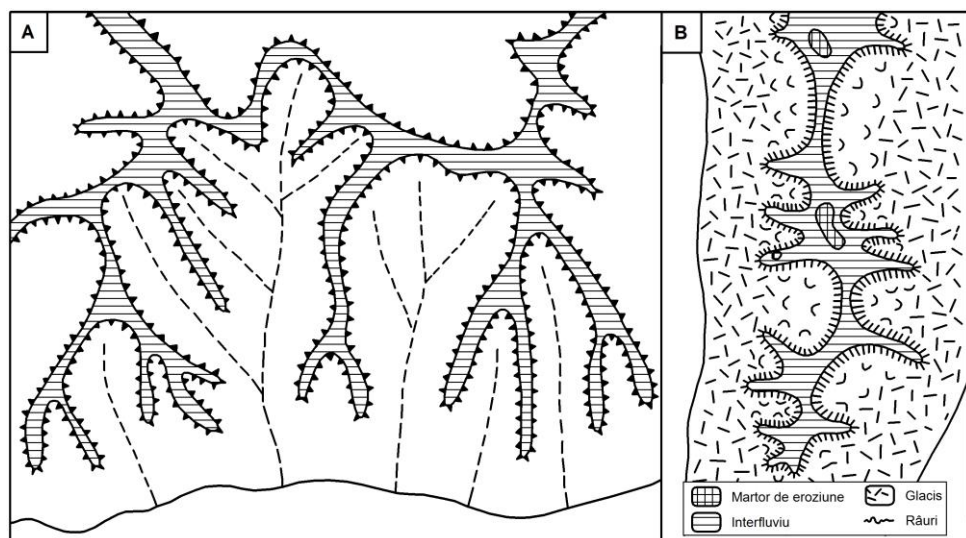


Fig. 6. 85. Evoluția versanților din Dealurile Târnavei Mici; A – prin fragmentare; B – prin retragere și țesire concomitentă (Josan, 1979, p. 91)

D. Evoluție prin retragere și refragmentare

Sucesiunea condițiilor și stărilor geomorfologice, din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului, a determinat ca unii versanți să aibă o evoluție complexă, bazată atât pe retragere, cât și pe refragmentare. Este vorba în acest sens de **evoluția prin retragere și refragmentare** (Irimuş, 1998), ce s-a manifestat atât prin procese de modelare areală (alunecări de teren și curgeri noroioase) cât și lineară (ravene și torenți). Rezultatul acestora sunt glacisurile mixte de eroziune-acumulare, de la baza fronturilor de cuestă ori a abrupturilor de subâmpingere: versantul drept al Someşului Mic între Bonţida şi Buneşti, versantul stâng al Arieşului între Viişoara şi Hădăreni etc. (Irimuş, 1998). Profilul actual al versanților, care au evoluat prin retragere și refragmentare, demonstrează, conform autorului citat, că eroziunea areală și cea liniară au conlucrat, rolul dominat preluându-l alternativ.

În cazul unei astfel de evoluții, morfologia suprafeței versantului relevă o combinare a proceselor de eroziune areală și lineară, iar baza lui, prin forma pe care o are, materializează acțiunea lor în formele de relief de tip glacis (Irimuş, 1998).

E. Evoluție prin teșire și retragere

Un alt exemplu, de evoluție mixtă, este cel prin **teșire și retragere**, propus de Jakab (1979a). Conform modelului evolutiv, trecerea de la abruptul în retragere sau recul, spre platoul interfluvial sau creasta dealului, se face prin intermediul unei unități morfologice și funcționale convexe (denumită și convexitate somitală), în timp ce la baza versantului se formează o ușoară concavitate, abia sesizabilă, fără acumulare importantă de material provenit de la partea superioară (Jakab, 1979a).

Autorul citat, menționează în continuare că, un astfel de tip evolutiv reprezintă o fază instabilă, în evoluția versanților, când echilibrul, care se realizează între procesele care determină retragerea paralelă și cele care determină teșirea, este unul de moment. Din acest motiv, după un anumit interval dominantă devine fie retragerea paralelă, fie teșirea, realizându-se în final unul sau altul din tipurile de versant, care sub aspect evolutiv sau succedat (teșire sau retragere) (fig. 6. 85 B).

E. Evoluția versanților cu terase și agroterase

Alături de tipurile principale de evoluție a versanților, care au fost generalizate pentru Depresiunea Transilvaniei, se mai remarcă câteva tipuri propuse de Jakab (1979a), dar care au mai degrabă o conotație locală, strict legată de prezența teraselor fluviale sau a agroteraselor. Acestea vor fi prezentate pe scurt în continuare, cu precizarea că analizate în context evolutiv general nu reprezintă decât variante locale

ale principalelor tipuri evolutive. Ele au fost propuse în urma studiilor efectuate, de către autorul citat, în Dealurile Târnavei Mici sau Dealurile dintre Mureș și Târnave Mare, așa cum le denumește în titlul articolului publicat în 1979.

Versanți terasați, neteziți prin deluvii. Depozitele de versant, formate predominant prin pluviodenudare, denudare peliculară, solifluxiune și creeping, acoperă 3 – 4 terase ale Mureșului, Târnavei Mici și Nirajului, începând cu terasa a II-a, în așa manieră încât versantul inițial terasat a primit aspectul unei suprafețe mai mult sau mai puțin uniforme (fig. 6. 86), cu aspect de glacis (glacis de versant sau glacis terasă) (Jakab, 1979a). Versanți de acest tip sunt prezenți, aproape în exclusivitate, pe stânga râurilor, în arealele cu formațiuni pannoniene (în facies argilo-marnos), având în majoritatea cazurilor expoziție nordică sau nord-estică.

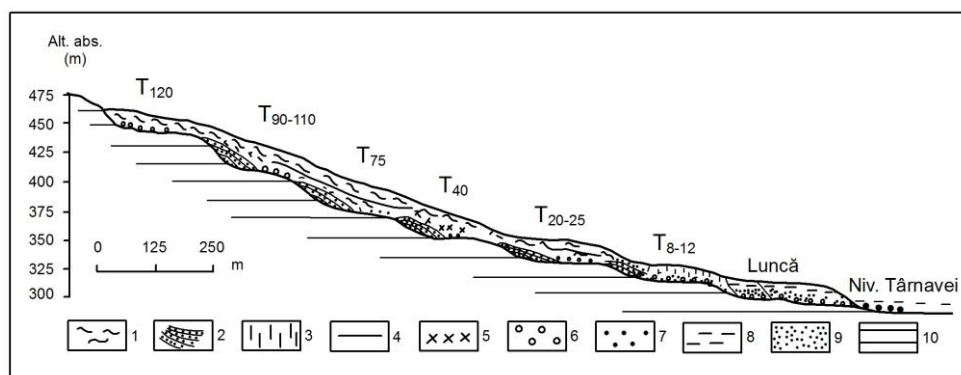


Fig. 6. 86. Profilul versantului terasat al Târnavei Mici, netezit cu deluvii, la est de Șoimuș; 1 – luturi argiloase deluviale solifluidale; 2 – deluvii cu intercalații de soluri cu orizonturi inversate; 3 – depozit de terasă neacoperit de depozite de versant; 4 – sol fosil; 5 – franjuri de semipedolite; 6 – pietriș predominant cuarțitic; 7 – pietriș predominant andezitic; mâl aluvial; 9 nisip aluvial; 10 – formațiuni pannoniene; T - terasă (Jakab, 1979a, p. 5)

Versanți terasați, neteziți prin teșire. Sub aspect morfologic se aseamănă cu tipul precedent, dar spre deosebire de aceștia nu sunt acoperiți de o cuvertură continuă de depozite de versant, ci numai de fâșii paralele, în lungul versantului, despărțite de unități de pantă ușor convexe, lipsite de cuvertură sau cu un orizont de sol subțire, frecvent trunchiat, sub care se găsește roca în stadiu incipient de alterare (Jakab, 1979a). La formarea acestui tip de versant au contribuit procese geomorfologice de tipul pluviodenudării, denudării peliculare, creep-ului și îngheț-dezghețului, dar spre deosebire de cazul precedent, fără aport de material dintr-un sector superior (Jakab, 1979a).

Materialul mobilizat, de procesele geomorfologice menționate, s-a acumulat inițial în zona de țâțână a teraselor, de unde s-a extins apoi de o parte și de alta a podului de terasă, în timp ce frunțile teraselor s-au teșit continuu (fig. 6. 87).

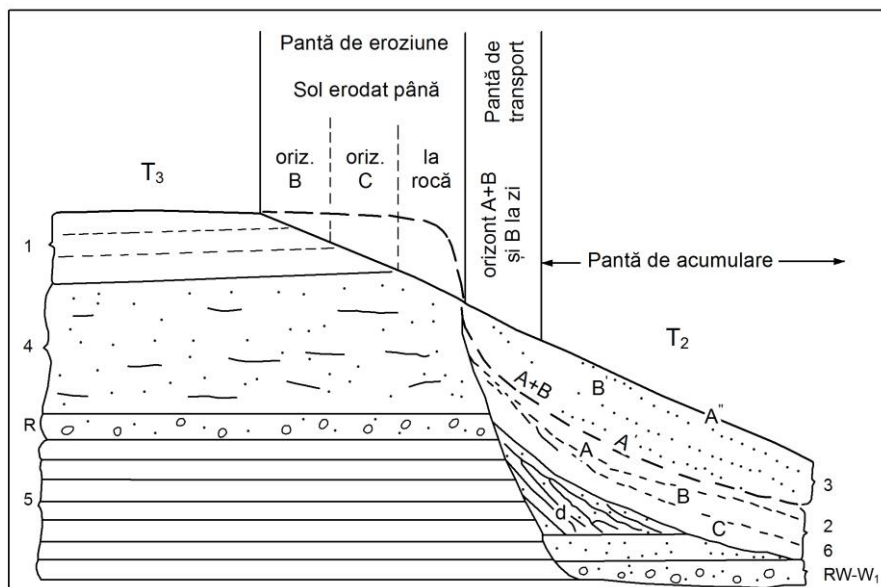


Fig. 6. 87. Netezirea versantului terasat al Târnavei Mici la Adămuș prin țesirea frunții terasei a III-a; 1 – sol brun cu orizonturi A-B-C pe terasa a III-a; 2 – sol brun pe terasa a II-a; 3 – sol cu orizonturile inversate, redepozitat pe terasa a II-a; 4 – depozitele terasei a treia; 5 – argile marnoase pliocene; 6 – depozitele terasei a II-a; R – partea inferioară rissiană a văii; RW-W partea inferioară a văii în interglaciarul Riss-Würm – începutul glacierului Würm; d – deluvii fin stratificate (Jakab, 1979a, p. 6)

Denudarea frunților de terasă și acumularea deluviilor la țâțana lor, determină formarea unui versant lung, sub forma de glacis ușor ondulat, compus din unități morfologice și funcționale de eroziune, transport și acumulare, care se repetă în profil de mai multe ori (fig. 6. 88).

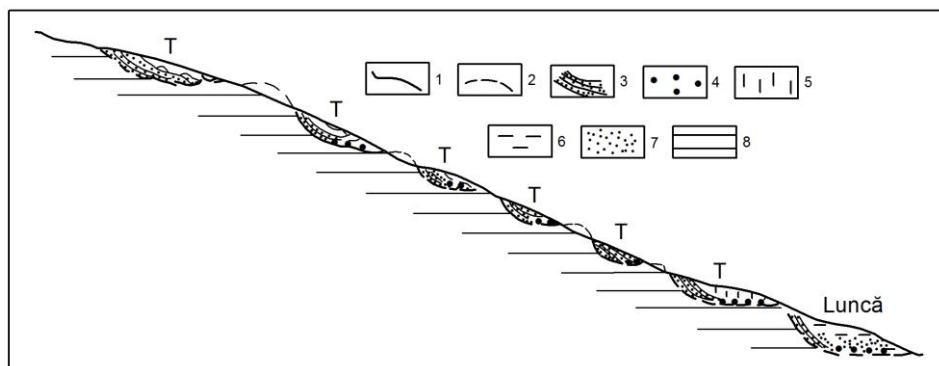


Fig. 6. 88. Versant terasat, netezit prin țesire; 1 – suprafața actuală; 2 – suprafața inițială; 3 – deluvii fin stratificate; 4 – pietriș de terasă; 5 – lut nisipos pe terasa a doua; 6 – mâl aluvial; 7 – nisip aluvial; 8 – formațiuni panonice; T – terase îngropate (Jakab, 1979a, p. 7)

Terasele superioare, în cele mai multe cazuri, au fost complet distruse prin acest proces de teșire, ori s-au păstrat numai sub formă de umeri (Jakab, 1979a).

Versanții terasați și neteziți prin teșire se întâlnesc la fel ca și cei neteziți prin deluvii îndeosebi pe partea stângă a râurilor principale: Mureș (la Târgu Mureș și Cornești pe Mureș), Târnava Mică (la Dumitrești, Agrișteu, Șoimuș, Târnăveni și Adămuș) și Niraj (la Gălățeni și Vălenii) (Jakab, 1979a).

Versanți cu terase inferioare îngropate sunt specifici afluenților direcți ai Mureșului și Târnavei Mici (Beica, Petrilaca, Călușeri, Pocloș, Cerghid, Cucerdea, Oaia, Loț, Ghegheș, Vețca, Nadeș, Domal, Cund, Sântioana, Bede etc.), care și-au format terase pe anumite sectoare, dar care în timpul ultimului glaciar și după aceea, neavând însă debit suficient, pentru evacuarea cantităților considerabile de materiale provenite de pe versant (datorită proceselor de pluviudenudare, denudare peliculară și solifluxiune), au permis acumularea lor la baza versantului sau chiar în luncă (Jakab, 1979a). În aceste condiții depozitele provenite de pe versant au ajuns să acopere terasele inferioare și uneori lunca. Din acest motiv, terasele văilor respective nu mai pot fi distinse, ca trepte morfologice, întregul versant prezentând o pantă cu profil echilibrat, în care pot fi evidențiate trei unități morfologice și funcționale specifice: convexitatea superioară sau suprafața pe care are loc eroziunea, unitatea rectilinie cu rol de transport și concavitatea bazală sau suprafața pe care are loc acumularea (fig. 6. 89).

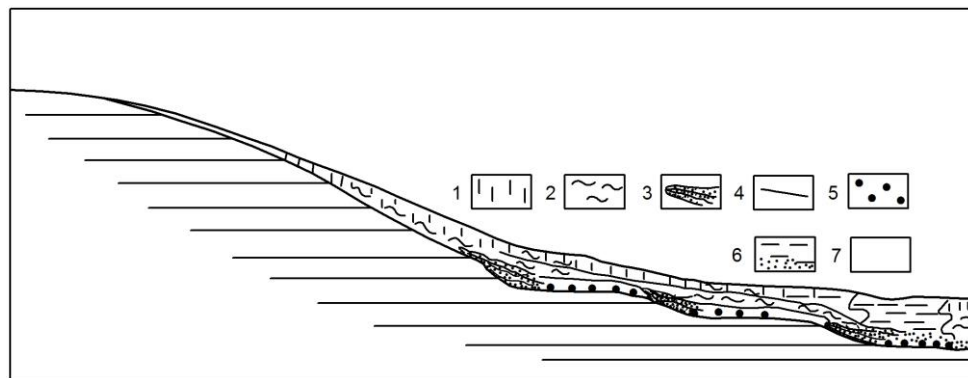


Fig. 6. 89. Versant cu terase inferioare îngropate; 1 – argilă lutoasă deluvială; 2 – lut argilos solifluidat; 3 – deluvii cu stratificație ritmică fină; 4 – benzi de soluri fosile; 5 pietriș fluvial; 6 – măr aluvial; 7 – formațiuni pannoniene (Jakab, 1979a, p. 8)

Depozitele de versant, care au parazitat terasele din văile menționate, au rezultat în urma proceselor de solifluxiune, pseudosolifluxiune, pluviudenudare și denudare peliculară, concomitent cu fazele de colmatare a văilor de deraziune (Jakab, 1979a).

Partea de versant situată deasupra teraselor îngropate, atât pe văile principale, cât și pe cele secundare, a evoluat în general prin teșire sub efectul proceselor criogene, de solifluxiune, pluviodenudare și alunecări superficiale.

Versanții cu agroterase. Lucrarea terenurilor agricole, secole întregi, pe suprafețe înclinate de tipul versanților, de-a lungul curbilor de nivel, a determinat cu timpul formarea de agroterase, cu taluze menținute înțelenite și platforme cu teren arabil. S-a ajuns astfel ca versanții, de la partea inferioară spre cea superioară, să fie transformați într-o catenă de trepte înguste și foarte asemănătoare între ele, încât nu mai permit reconstituiri ale morfologiei anterioare formării lor (Jakab, 1979a). În cazurile în care au fost utilizate corespunzător dintre procesele geomorfologice, care se manifestă pe astfel de versanți, se remarcă creep-ul, pluviodenudarea și scurgerea apei.

Agroterasarea versanților a avut loc pe suprafețe extinse acolo unde în substrat au predominat nisipurile, așa cum este de exemplu în Dealurile Bezidului - partea vestică a Dealurilor Praidului - (la: Sălașuri, Vețca, Trei Sate, Roua), în Dealurile Viișoarei (la Viișoara, Cund și Ormeniș), în Dealurile Nadășului (la Pipea, Măgheruș și Senereuș) și în Dealurile Ghineștiului (la Neaua și Abud). Comparativ cu aceste locații, pe versanții alcătuiți dintr-un substrat argilo-marnos agroterasele se întâlnesc doar pe alocuri, datorită susceptibilității terenului la alunecări, aspect sesizat de agricultori încă din cele mai vechi timpuri (Jakab, 1979a).

Versanți agroterasați există și în celelalte unități morfostructurale ale depresiunii: Podișul Someșan, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor etc.

Concluzii evoluție versanți. Dacă se acceptă că inițial, o dată cu adâncirea văilor în suprafața primordială a depresiunii, aproape toți versanții aveau un profil drept și evoluau prin retragere paralelă cu ei înșiși, din urmărirea tipurilor evolutive prezentate, se observă că doar în cazul unuia, se mai poate recunoaște o astfel de evoluție, în timp ce în restul situațiilor, acumularea materialelor bazale, a acoperit din ce în ce mai mult secțiunea activă a versantului. Eroziunea care s-a derulat și imposibilitatea evacuării în totalitate a materialelor rezultate, au determinat modificări ale profilul versanților, care de la unul drept și accentuat înclinat, prin schimbarea raportului denudare-evacuare (care din subunitar a devenit supraunitar), s-a transformat într-unul concav, prin formarea de glacisuri bazale. Transformarea s-a resimțit și în procesul scurgerii de suprafață, care, datorită reducerii valorii înclinării, a diminuat, locul ei fiind luat de către infiltrație (Petrea, 1998).

Substratul Depresiunii Transilvaniei, supus în permanentă acțiunii agenților, proceselor și mecanismelor de modelare, care sub aspectul ritmului și intensității au acționat diferențiat în timp și spațiu, nu a rămas indiferent, răspunsul său, fiind materializat în tipurile evolutive de versanți, care pot fi recunoscute pe teren.

În realitate este însă dificil sau chiar imposibil de găsit un versant care să fi evoluat strict numai prin una dintre modalitățile propuse mai sus. În depresiune însă, diversele tipuri de evoluție fie au alternat în timp și spațiu, fie s-au combinat în mod variat, în funcție de intervenția unor factori, dintre care se remarcă: declivitatea și înălțimea versantului, natura substratului geologic, structura, expoziția, condițiile climatice, tipul de vegetație, profilul versantului etc. (Jakab, 1979a).

La baza majorității versanților din depresiune, corelat cu tipul de evoluție al acestora, s-au acumulat depozite specifice sub forma unor glacisuri. Ele au aspectul unor suprafețe ușor înclinate, care s-au format prin procese de acumulare în condiții geomorfologice periglaciare și temperate. Glacisurile sunt considerate rezultatul retragerii lente a versanților, constituind în același timp suprafețe de racord, acoperite cu depozite deluviale, ajunse la o pantă generală de echilibru dinamic (Geografia României, I, 1983).

Formarea glacisului, indiferent de forma sub care se prezintă (bazal-continuu, discontinuu cu sectoare intermediare suspendate, glacisuri de terasă etc.) constituie o caracteristică comună a majorității absolute a versanților din depresiune, nelipsind nici situații când acesta nu este prezent sau este extrem de slab conturat, din cauza unor procese intense de evacuare aluvială (Pendea, 2005).

Concluzii versanți. Formarea și evoluția unui versant este reglată de procesele care au loc pe suprafața lui și de cele din cadrul albiei limitrofe, toate acestea fiind influențate la rândul lor de condițiile tectonice și climatice. De exemplu, subminarea unui versant de către un râu, care erodează în adâncime și lateral, în tendința de atingere a nivelului de bază, determină surpări de mal, de la care se propagă apoi unde de instabilitate geomorfologică pe suprafața versantului, care favorizează alunecările de teren. Acestea din urmă, prin dinamica și forma lor, sunt în măsură să modifice dinamica altor agenți, ce acționează pe versant, așa cum se întâmplă cu scurgerea apei, care dezvoltă rigole, ogașe și ravene, pe suprafețele afectate de alunecări de teren.

Dinamica actuală a versanților reprezintă de fapt o continuare a modelării din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului inferior, realizată prin procese și mecanisme asemănătoare, dar la parametrii specifici actualului mediu morfogenetic.

Cu toate că în cazul versanților este vorba de o continuare a morfodinamicii anterioare, nu înseamnă că sunt întrunite condiții pentru geneza acelorași forme de relief sau chiar dacă aceasta se întâmplă, ele nu mai au aceleași dimensiuni. Există în acest sens, așa cum am mai notat, două categorii de versanți: în prima se înscriu cei la nivelul cărora modelarea actuală o continuă pe cea din Pleistocenul superior și Holocenul inferior, prin intermediul acelorași procese și forme (scurgerea apei, ravene, torenți, alunecări de teren etc.), dar la intensități și dimensiuni mai reduse, pentru ca a doua să fie specifică versanților în cuprinsul cărora morfodinamica actuală o continuă pe cea anterioară, dar fără să mai fie întrunite condiții pentru

geneza acelorași forme de relief (alunecări de teren de tip glinee, văi de deraziune, forme de solifluxiune etc.), ele fiind doar remodelate de către procesele actuale de tipul pluviodenudării, denudării peliculare, scurgerii concentrate a apei, alunecărilor de teren în brazde și lenticulare.

Versanții din depresiune, alături de albiile din apropierea lor și de interfluvii, se reunesc în complexe geomorfologice de tipul celor vale-versant, care prin gruparea lor teritorială, dau nota de specificitate a peisajului geomorfologic transilvănean.

6.3.5. Văile

Introducere. Ele reprezintă formele de relief care oferă cele mai veridice informații despre anvergura modelării fluviale a unui teritoriu.

Fără nicio îndoială cele mai comune și complexe forme de relief, din Depresiunea Transilvaniei, sunt văile. Cu toate acestea ele rareori sunt definite ca atare și în mod ciudat, tind să fie trecute cu vederea, ca forme de relief (Huggett, 2005), atunci când se abordează morfologia diverselor unități morfostructurale.

În acest capitol văile nu vor fi abordate nominal, pentru o prezentare de detaliu a morfologiei lor, deoarece s-a făcut acest lucru, sub anumite aspecte, îndeosebi pe parcursul capitolelor 2 și 4, ci va fi expusă problematica lor, la nivel general, pentru a evidenția că ele reprezintă cele mai complexe forme de relief din depresiune, în componența cărora se regăsesc toate formele de relief, prezentate deja în capitolul dedicat reliefului fluvial (albi, lunci, terase, glacisuri, versanți cu toate formele lor de detaliu etc.).

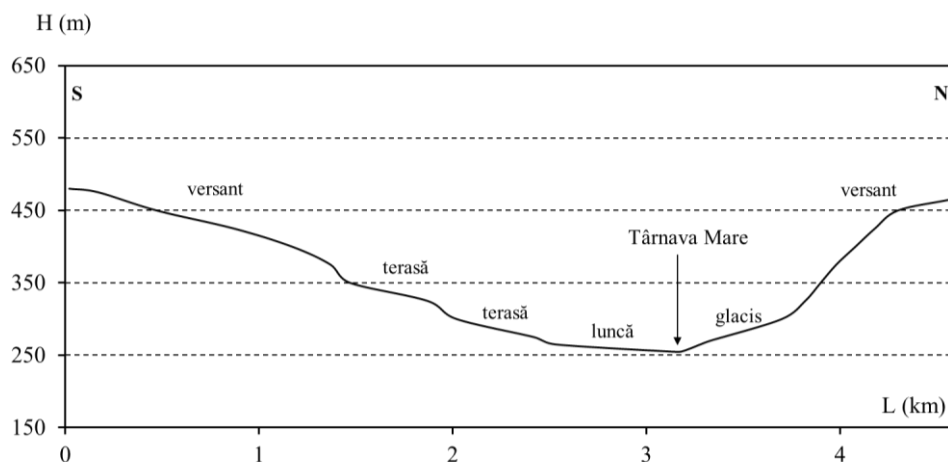
Rețeaua hidrografică a depresiunii, cea care a format văile, a constituit forța cea mai importantă a modelării reliefului, motorul care a dirijat întregul ansamblu de procese complementare: surpări, alunecări de teren, eroziunea regresivă pe versanți a formațiunii de modelare torențială, deschiderea pânzelor freatice, dinamica hidrocarstică etc. (Coteț, 1973). Densitatea văilor și dimensiunea lor, conform autorului citat (lungime, lățime, adâncime etc.) indică energia, vârsta și evoluția rețelei hidrografice.

Studierea formei de relief provenită în urma dinamicii albiilor, în timp îndelungat, evidențiază că procesul dominant este cel de eroziune, ca efect al interacțiunii apei curgătoare cu substratul.

Această afirmație este susținută și de faptul că, în urma persistenței unei albi, pe același traseu, o perioadă îndelungată, rezultă o formă de relief complexă, denumită vale fluvială. Ea este rezultatul adâncirii și migrării laterale a albiei, pe fondul unor condiții tectonice și climatice favorabile. Alături de procesele geomorfologice din cadrul albiilor, la dezvoltarea văilor contribuie și procesele care au loc pe suprafața versanților. Mai trebuie menționat că chiar dacă văile sunt forme

de relief de eroziune, la geneza lor contribuie din plin procesele de transport, fără de care nu ar fi posibilă evacuarea materialelor erodate, precum și cele de acumulare, dovadă stând numeroasele forme de relief de detaliu, din componența văilor, la geneza cărora, aceste procese au avut un rol decisiv; mă refer aici la: terase, lunci, glacisuri, conuri de dejecție etc.

Elementele definitorii ale unei văi, din Depresiunea Transilvaniei, pornind de la partea inferioară spre cea superioară, sunt: albia, lunca, terasele, glacisul și versanții (fig. 6. 90). Nu este obligatoriu ca toate elementele menționate să fie prezente în secțiunea transversală a unei văi; unele pot lipsi, iar altele se pot repeta. Urmărite în profil transversal, acestea diferă de la un sector la altul, în funcție de structură, litologie, stadiu de evoluție, modul de formare al văii etc.



**Fig. 6. 90. Elementele unei văi din Depresiunea Transilvaniei
(Valea Târnavei Mari la Micăsasa)**

Forma și dimensiunile unei văi diferă în funcție de calibrul râului, alcătuirea substratului geologic, stadiul de evoluție și alți factori locali (Blaga et al., 2014).

Văile din depresiune au dimensiuni diferite în profil longitudinal și transversal, începând de la câteva sute de metri (văile de ordinul 1 și 2 în sistemul Horton-Strahler), la peste 100 km de kilometri lungime și peste 5 km lățime, așa cum este în cazul celor carpatice, care traversează spațiul depresionar: Someșul împreună cu Someșul Mare și Mic, Mureșul împreună cu Arieșul, Târnavă Mare, Târnavă Mică și Oltul cu Cibinul.

Asimetria reprezintă principala caracteristică a văilor din depresiune. Ea este mai evidentă la văile principale, comparativ cu cele ordine inferioare, fiind în același timp și rezultatul vizibil al adâncirii râurilor în depozitele monoclinale sau cutate. Practic cu cât un râu s-a adâncit mai mult, pentru a forma o vale, cu atât el a evidențiat mai mult structura, de unde și asimetria respectivă.

Asimetria este mai accentuată în cadrul văilor, care au unul dintre versanți sub forma unui front de cuestă, ca rezultat al eroziunii diferențiate, pe depozite monoclinale sau boltite sub formă de dom. Asimetria culoarelor de vale este accentuată, de cele mai multe ori, și de dispunerea teraselor fluviale, care de obicei sunt mai dezvoltate, doar pe una din părțile culoarului, ca rezultat al abaterii râurilor spre ariile subsidente sau ca efect al unor ridicări tectonice neuniforme.

Versanții văilor asimetrice au morfologii și declivități diferite, fiind poziționați de cele mai multe ori la distanțe inegale față de albie. La astfel de văi s-a ajuns din cauze litologice (duritatea diferită a rocilor determină ca versantul alcătuit din roci mai dure să fie mai stabil, comparativ cu cel alcătuit din roci friabile, care va evolua mai rapid), structurale (structurile monoclinale favorizează abaterea râurilor pe fețele straturilor, conform declivității), expoziționale (versanții însoriți, cu expunere sudică și sud-vestică, sunt afectați de mai multe cicluri gelive decât ceilalți, fapt care determină o degradare mai rapidă a lor), tectonice, hidrologice (aporturi hidrografice numai dintr-o parte, așa cum este în cazul Oltului în Depresiunea Făgăraș, care este împins spre nord de afluenții de stânga, ce vin din unitatea montană, cu debite însemnate cantitativ, comparativ cu cei de dreapta care vin din Podișul Hârtibaciului, care au debite scăzute și uneori caracter temporar) etc.

Tipuri de văi. Cu toate că văile din Depresiunea Transilvaniei pot fi clasificate în funcție de numeroase criterii (forma profilului longitudinal și transversal, tipul unității de relief în care se dezvoltă, stadiul de evoluție, tipul de structură geologică, dispunerea față de aliniamentele geologice etc.), consider, în contextul de față, că cel mai relevant criteriu este cel al locului unde își are izvorul râul care le drenează. Conform acestuia văile sunt de două tipuri: drenate de râuri care vin din Munții Carpați și drenate de râuri care se formează în depresiune. Am ales acest criteriu pentru o mai bună distincție între văile principale, văi complexe sub aspectul formelor de relief din cadrul lor, și văile autohtone, oarecum mai puțin evaluate și dependente în mare parte de procesele de la nivelul versanților care le delimitează. Mai trebuie precizat că, în categoria văilor drenate de râuri care provin din Munții Carpați se încadrează doar cele principale, cu debite semnificative, la intrarea în depresiune, și nu orice râu care după ce curge câțiva kilometri în munte ajunge în spațiul depresionar.

În categoria văilor formate de râurile care vin din Munții Carpați se remarcă următoarele: Valea Someșului Mare, Valea Someșului Mic, Valea Someșului, Valea Șieului, Valea Mureșului, Valea Arieșului, Valea Târnavei Mari, Valea Târnavei Mici, Valea Târnavei, Valea Oltului, Valea Homorodului, Valea Cibinului etc. Majoritatea acestor văi, înainte de vărsare, în colectorii care le adună apele, sau înainte de ieșirea din depresiune au ordinul, mai mare de 6 (în sistemul Horton Strahler).

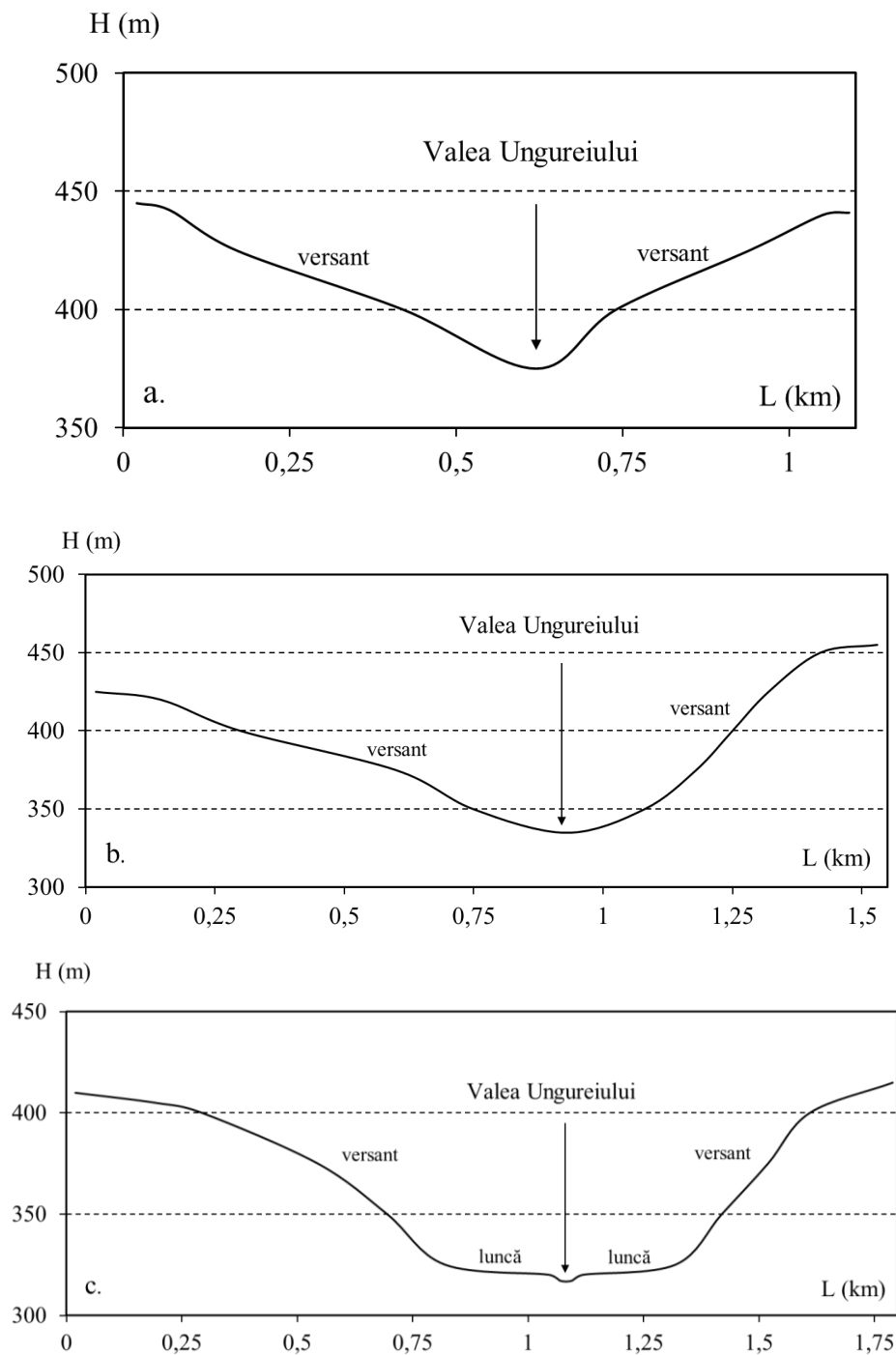


Fig. 6. 91. Profile geomorfologice transversale prin Valea Ungureiului; a. de ordinul 1; b. de ordinul 2; c. de ordinul 3, în sistemul Horton-Strahler

La rândul lor văile formate de râuri organizate doar în spațiul depresionar sunt mult mai numeroase, începând de la cele de ordine inferioare (1, 2 și 3 în sistemul Horton Strahler), până la cele de ordinul 4 (Valea Mare, Făraș, Cușmed, Șimișna, Olpret, Sărata, Felmer, Goagiu, Racilor, Ticuș, Pănade, Paloș, Vețca etc.), ordinul 5 (Amlaș, Luduș, Visa, Comlod, Nadăș, Luțu, Secașul Mic, Saschiz, Meleș, Borșa, Pârâul Nou, Luna, Sălătruc, Balta, Cincu, Laslea, Poiana, Brâglez, Unirea etc.) și ordinul 6 (Hârtibaciu, Fizeș și Dipșa) (Roșian, 2011).

Diferența majoră între cele două tipuri de văi este dată de formele de detaliu, a reliefului fluvial (lunci, terase, versanți etc.), existente în cadrul lor.

De exemplu, în profilul unor văi formate de râuri de ordine inferioare (1, 2 și 3) alături de albie și luncă sunt prezenți doar versanții (fig. 6. 91).

O situația aparte o reprezintă văile foarte dezvoltate, de ordinul 1, din Câmpia Transilvaniei sau din Podișul Târnavelor. În componența lor, alături de un talveg, aproape inexistent, pe care apa nu se scurge decât la ploi însemnate cantitativ și topirea zăpezilor, se remarcă doar prezența versanților (fig. 6. 92). La baza acestora, în lipsa unei evacuări a materialelor provenite de la partea superioară, se formează glacisuri extinse, de unde aspectul de covată a văilor.

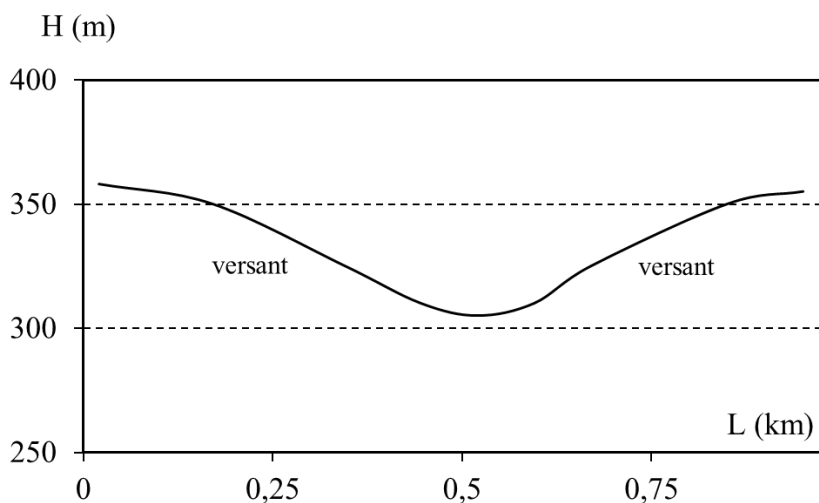


Fig. 6. 92. Profil geomorfologic transversal printr-o vale de ordinul 1 din bazinul Fizeșului

Studiile întreprinse în Câmpia Transilvaniei (Pendea, 2005), prin intermediul cărora au fost analizate aceste văi sub aspectul densității, formei, lungimii, pantei, caracterului direcției fluviale și natura formațiunilor superficiale care le însoțesc, au permis ajungerea la concluzia că, formarea lor s-

a datorat inițierii unui proces generalizat de torențialitate în depresiune, care a funcționat sigur la începutul Holocenului, dar și pe parcursul Pleniglaciului (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu).

Astfel de văi se deosebesc mult de cele prin care are loc în prezent drenajul a apei, în Câmpia Transilvaniei, nu numai prin absența scurgerii organizate, ci și prin particularitățile morfometrice, geometria bazinului și caracterele inciziei și ale organizării rețelei de obârșie (Pendea, 2005). În cazul acestor văi seci, conform autorului citat, forma bazinului este aproape fără excepții un oval, mai mult sau mai puțin elongat, lungimea talvegului principal depășind rareori 2-3 km, ceea ce sugerează existența în momentul formării lor a unei rețele tipic torențiale.

Acestor văi le este specifică supraînălțarea continuă a paturilor de albie, cu materiale provenite de pe versanți, datorită incapacității curenților de apă de a prelua (Mac și Pendea, 2002), în scurtele perioade când totuși se înregistrează scurgere.

În cazul văilor formate de râuri de ordine superioare (4, 5 și 6) alături de albie, luncă și versanți există și una sau două terase (fig. 6. 93). Sub aspect morfologic ele fac oarecum tranziția între văile de ordin inferior (1, 2 și 3) spre cele de ordin superior, dar de proveniență carpatică. Acest fapt indică o capacitate sporită de a modela fluvial depresiunea și pentru râurile alohtone, chiar dacă ele nu a ajuns la anvergura celor carpatice.

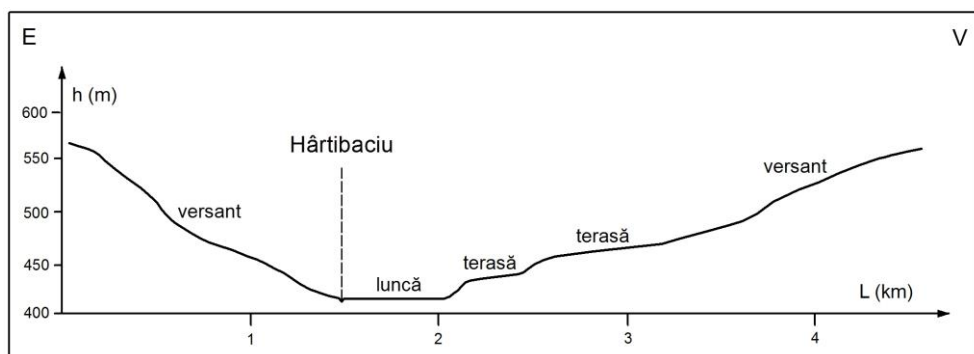


Fig. 6. 93. Profil geomorfologic transversal prin Valea Hârtibaciului la Alțâna

La rândul lor, văile formate de râuri care vin din Munții Carpați au un relief fluvial complex și etajat corespunzător, începând cu formele de albie, apoi cu lunca și terasele, pentru a se continua cu versanții (fig. 6. 90).

Unele văi principale, în conformitate cu evoluția îndelungată ce le caracterizează, dar și prin aportul factorului tectonic, au ajuns la dimensiuni considerabile, motiv pentru care au primit aspect depresionar: Valea Lăpușului în Depresiunea Lăpuș, Valea Oltului în Depresiunea Făgăraș, Valea Cibinului în Depresiunea Sibiu, Valea Arieșului în Depresiunea Turda – Câmpia Turzii etc.

Diferențele existente, între tipurile de văi menționate, exprimă cel mai bine modul în care a avut loc geneza reliefului fluvial din depresiune. În același timp, ele mai denotă că, dezvoltarea rețelei de văi a avut loc pornind dinspre văile principale, posesoare a unor râuri cu debite semnificative, procurate din Munții Carpați, spre suprafețele de teren, unde modelarea fluvială, în funcție de condițiile climatice, era probabil doar sezonieră și bazată pe debite reduse, cu regim intermitent.

Timpul scurs, de la ultima exondare a depresiunii și până în prezent, a îngăduit, pe fondul scurgerii apei prin albiile de râuri, geneza unui relief complex. Acesta se suprapune peste cea mai mare parte a spațiului depresionar, conferindu-i nota de specificitate. Ea constă în existența unui relief fluvial, format în urma adaptării rețelei hidrografice, pe fondul variațiilor climatice și a intervenției antropice, la: tectonică, structură și litologie.

Diferențieri teritoriale ale dispunerii văilor în Depresiunea Transilvaniei.

Alternanța culoarelor de vale și a interfluviilor prezintă diferențe semnificative, de la o subunitate morfostructurală la alta, în funcție de modul cum au conlucrat principalele variabile responsabile de geneza reliefului fluvial. Surprinderea acestora s-a realizat utilizând modele digitale de elevație (DEM-uri). S-a recurs la reprezentarea tridimensională, deoarece permite redarea, la un grad ridicat de expresivitate, a trăsăturilor de ansamblu ale reliefului, din care se pot deduce caracteristicile morfologiei fluviale, ale stadiului de evoluție, ale conservării sau degradării unor forme de tipul interfluviilor, considerate ca resturi ale suprafeței primordiale ale depresiunii.

În continuare vor fi prezentate pe scurt zece exemple, de dispunere a văilor și a interfluviilor, din principalele unități morfostructurale ale depresiunii: estul Podișului Someșan (Dealurile Clujului și Dejului - compartimentul dintre Valea Luna și Valea Olpretului), nord-vestul Câmpiei Transilvaniei (Dealurile Ungurașului), partea central-sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpiei Sărmașului), Dealurile Târnavei Mici (Dealurile Blajului), nord-vestul Podișului Hârtibaciu (Dealurile Șoalei), partea nordică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Roandolei), partea central-sudică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Cincului), partea nordică a Podișul Secașelor (Podișului Cergăului), partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului) și Masivul Feleacului.

Din urmărirea acestora, chiar și la nivel de culori, care exprimă diferențele altitudinale, se poate observa modul în care rețeaua hidrografică a contribuit la sculptarea reliefului fluvial actual, în detrimentul celui preexistent inițial, după ultima exondare de la sfârșitul Pannonianului.

a. Pentru partea estică a Podișului Someșan (**Dealurile Clujului și Dejului** - compartimentul dintre Valea Luna și Valea Olpretului), se observă dispunerea radială a văilor și a interfluviilor care le însoțesc (fig. 6. 94), pornind din nodurile

orografice menținute la altitudini de peste 600 m (Dealul Bobâlna, 689 m), datorită prezentei orizonturilor de tufuri vulcanice (Tuful de Dej). Modelarea substratului de către o rețea hidrografică raportată la nivelul de bază de la Dej, a determinat reducerea platourilor interfluviale inițiale la creste de intersecție, mărginite de versanți afectați de numeroase alunecări de teren.

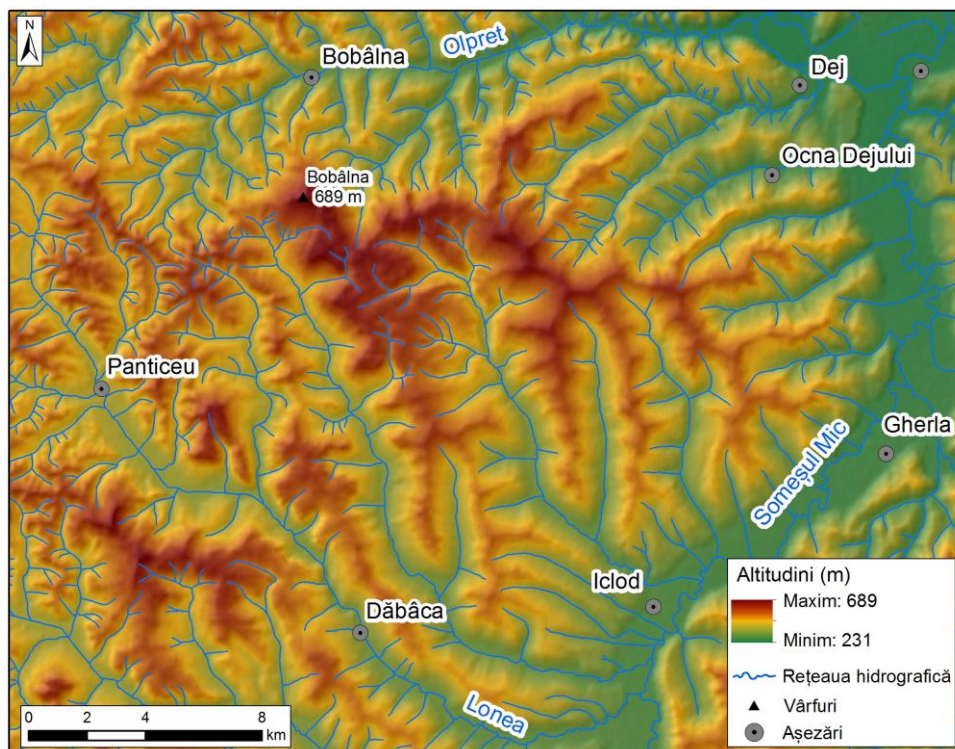


Fig. 6. 94. Dispunerea văilor din partea estică a Podișului Dealurile Clujului și Dejului (compartimentul dintre Valea Olpretului și Valea Lonea)

b. În partea nord-vestică a Câmpiei Transilvaniei (**Dealurile Ungurașului**), unde este prezent compartimentul cel mai ridicat altitudinal al acestei unități (Dealul Dumbrlivezi, 638 m), modelarea substratului, de către rețeaua hidrografică, a avut loc pe de o parte prin raportarea la același nivel de bază coborât, de la Dej, iar pe de alta prin adaptarea la structură. În consecință a rezultat un relief fluvial labirintic (fig. 6. 95), în cadrul căruia se remarcă văile Batin și Unguraș, care prin adaptare la structură au determinat fragmentarea anticlinalelor diapire și scoaterea la zi a orizontului de sare. De asemenea, prezența unor diferențe de nivel de peste 300 m între interfluvii și lunci este favorizată și de prezența rocilor friabile de tipul marnelor și argilelor.

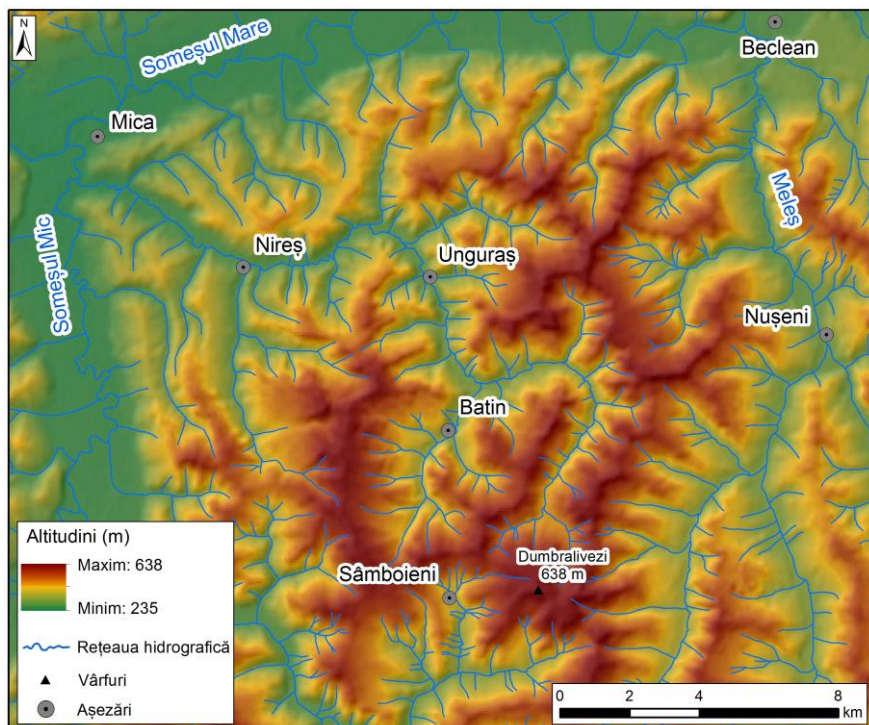


Fig. 6. 95. Dispunerea văilor din nord-vestul Câmpiei Transilvaniei (Dealurile Ungurașului)

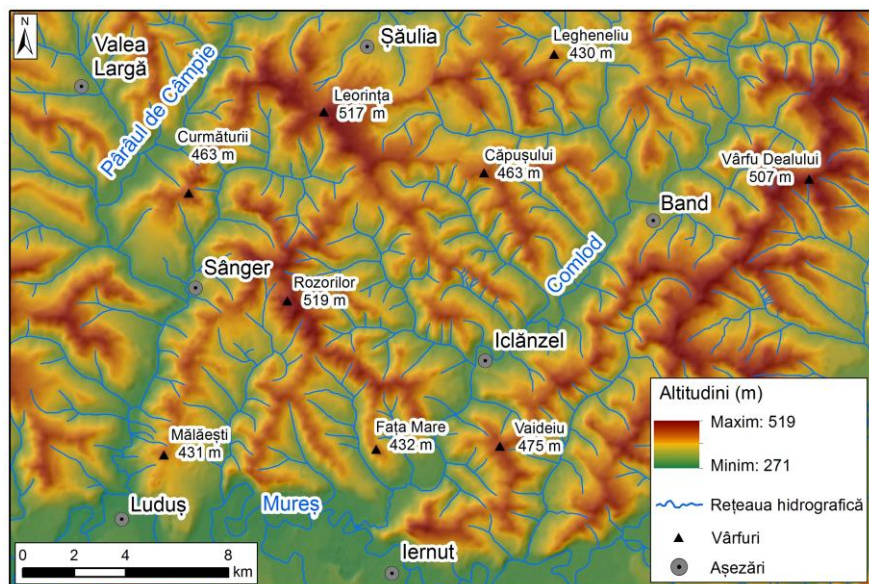


Fig. 6. 96. Dispunerea văilor din partea central - sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Sârmașului)

c. Comparativ cu situația din nord-vest, în partea sudică a Câmpiei Transilvaniei (**Câmpia Sărmașului**) relieful fluvial este unul mult mai uniform și mai lipsit de contraste. În aceste condiții culoarele de vale sunt largi (fig. 6. 96) și mărginite de versanți, la baza cărora s-au format glacisuri alcătuite din materiale provenite de la partea lor superioară. La menținerea unor altitudini inferioare valorii de 500 m a contribuit și litologia, reprezentată îndeosebi de marne, șisturi marnoase, argile și nisipuri.

d. Dintre situațiile tipice, de adaptare a rețelei hidrografice la structură, existente în Dealurile Târnavei Mici, se remarcă cea din partea vestică a acestora, denumită **Dealurile Blajului**. De ea este răspunzătoare prezența domului de la Tăuni (fig. 6. 97) situat în partea centrală, precum și a domului Bazna, situat periferic. Prin adaptare la structură râurile și-au format văi semiinelare, la baza domurilor, și radiar-divergente, pe flancuri. Prezența domului Tăuni este reflectată și configurația interfluviilor, care se desprind radiar din nodurile orografice ale acestuia (Dealul Gruiu Podului, 506 m; Dealul Căile Pustioase, 528 m; Dealul Gârtu, 552 m etc).

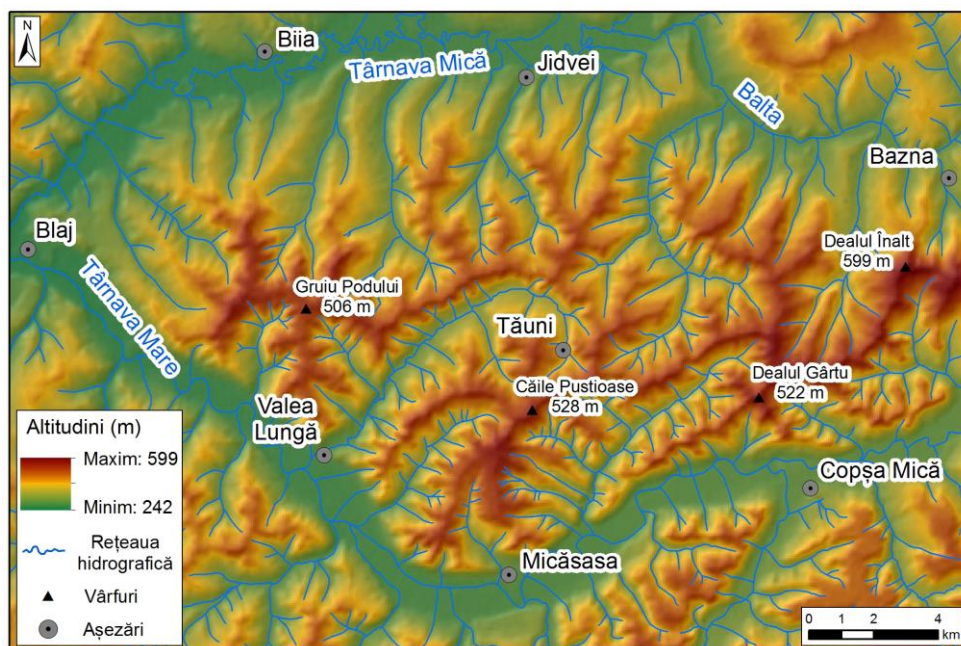


Fig. 6. 97. Dispunerea văilor din sud-vestul Dealurilor Târnavei Mici (Dealurile Blajului)

În același timp, tot ca efect al adaptării la structură văile sunt asimetrice, prezentând atât versanți abrupti, suprapuși fronturilor de cuestă, orientați spre sud,

cât și versanți mai puțin înclinați, formați pe suprafețe structurale și expuși spre nord și nord-est. O altă caracteristică a reliefului din Dealurile Blajului, delimitate pe trei din laturile sale (sudică, vestică și nordică) de către culoarele largi de vale ale Târnavelor, este dată de către fragmentarea fluvială accentuată. Această trăsătură, specifică interfluviului dintre cele două Târnavе, se menține și la nivelul interfluviilor secundare, pentru a se transmite apoi fronturilor de cuestă, fragmentate la rândul lor de numeroase organisme torențiale.

e. Pentru partea nord-vestică a Podișului Hârtibaciului (**Dealurile Șoalei**) se remarcă modul în care văile sunt dispuse, în alternanță cu resturi ale suprafeței primordiale ale depresiunii, care se prezintă sub forma unor platouri extinse, ce înclină ușor spre Culoarul Târnavei Mari și al Visei. Tendința actuală este cea de fragmentare a platourilor interfluviale prin intermediul torenților. De asemenea, rețeaua de văi s-a adaptat și domului Copșa Mică, dovadă stând traseul Văii Motiș și al afluenților săi din bazinul superior (fig. 6. 98).

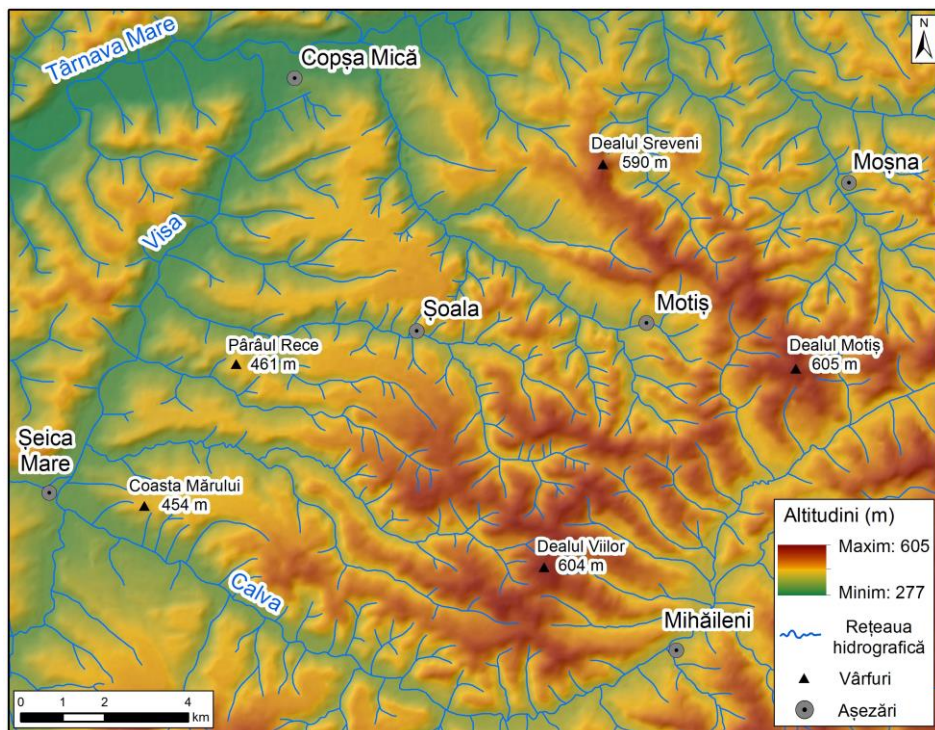


Fig. 6. 98. Dispunerea văilor din partea nord-vestică a Podișul Hârtibaciului (Dealurile Șoalei)

f. În nordul Podișului Hârtibaciului, mai exact în subunitatea acestuia cunoscută sub denumirea de **Dealurile Roandolei**, se înregistrează cele mai mari valori, ale densității fragmentării reliefului, din Depresiunea Transilvaniei.

Valorile maxime sunt cuprinse între 3,5 și 4 km/km² (Roșian, 2008). La o astfel de situație s-a ajuns atât datorită particularităților litologice ale substratului, în cadrul căruia predomină nisipuri și gresii panoniene, cât și datorită prezenței nivelului de bază coborât al Târnavei Mari (290 m la Mediaș). În consecință, prin adâncirea rețelei hidrografice, s-au format văi cu versanți abrupti despărțiți de culmi interfluviale înguste, cu aspect de creste de intersecție (fig. 6. 99), cu excepția locațiilor unde s-au păstrat resturi ale suprafeței primordiale ale Depresiunii Transilvaniei.

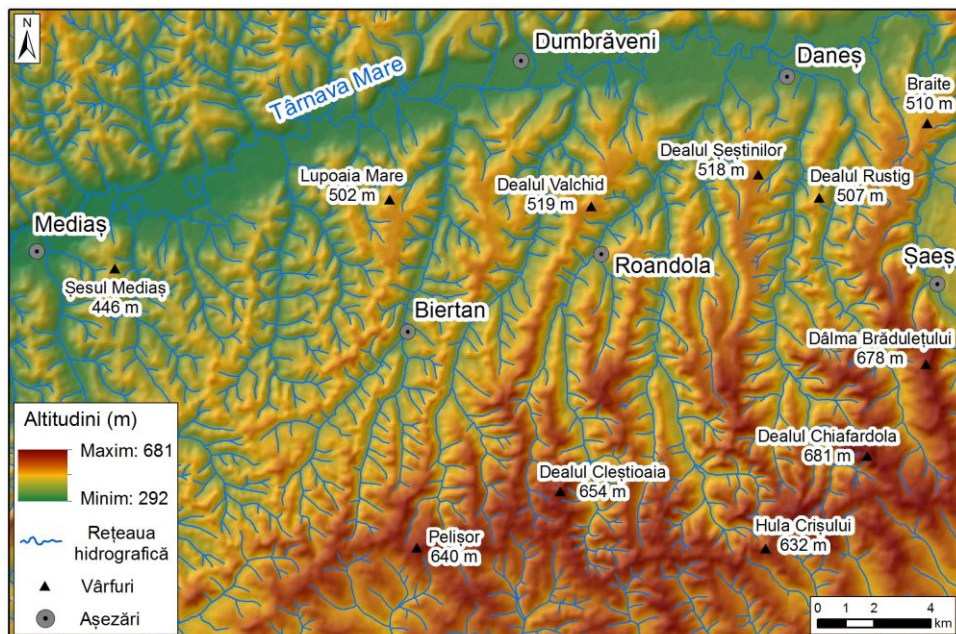


Fig. 6. 99. Dispunerea văilor din partea nordică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Roandolei)

g. Pentru partea central-sudică a Podișului Hârtibaciu (**Dealurile Cincului**), nota de specificitate a modului de dispunere a văilor este dată de larga dezvoltată în lateral a afluenților, ca urmare a adaptării la structură. Dintre aceștia se remarcă Rodbavul și Calborul, din bazinul Cincului, și Pârâul Nou, din bazinul Săsăuș (fig. 6. 100). Acest mod de evoluție a determinat pe de o parte, fragmentarea interfluviului dintre Olt și Hârtibaciu, iar pe de alta a interfluviilor secundare. Atât afluenții principali ai Oltului, cât și cei secundari, prin adaptare la structură și la nivelul de bază, al râului care drenează Depresiunea Făgăraș, au contribuit la fragmentarea Frontului de cuestă Nord-Făgărașan. Prin ramificațiile lor subsecvente, afluenții de dreapta ai Oltului au format la contactul dintre Podișul Hârtibaciului și Depresiunea Făgăraș aliniamente secundare de fronturi

de cuestă. Acestea sunt dispuse paralel cu Frontul de cuestă Nord-Făgărașan, evidențiind dispunerea monoclinală a depozitelor, deranjate pe alocuri de structuri diapire.

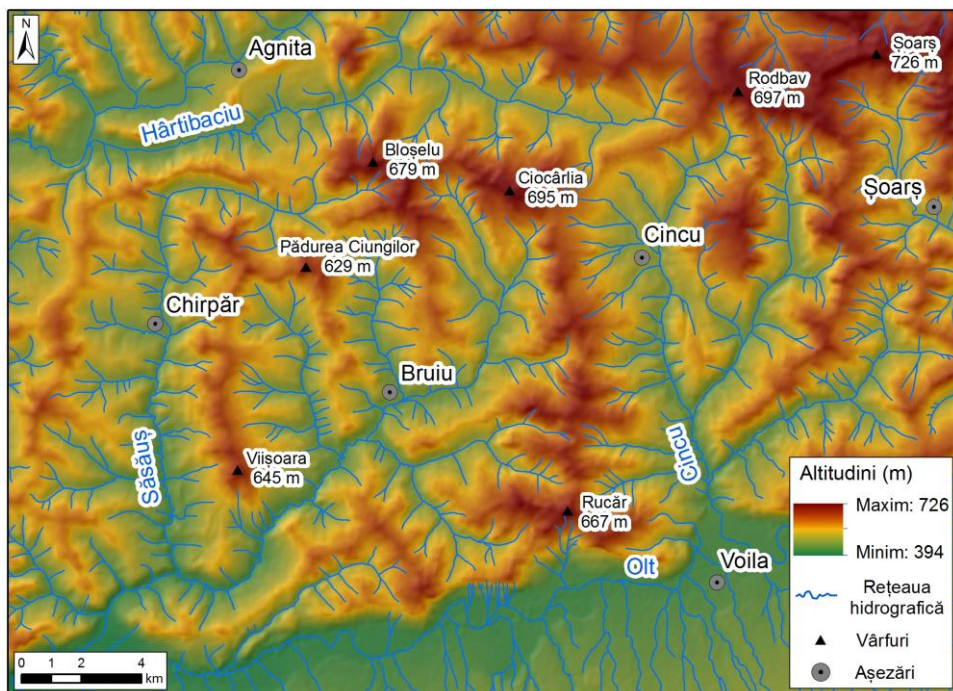


Fig. 6. 100. Dispunerea văilor din partea central-sudică a Podișului Hârtibaciu

h. O situație aparte, de adaptare a rețelei hidrografice, la dispunerea monoclinală a depozitelor, se remarcă în partea nordică a Podișului Secașelor (**Podișul Cergăului**). Astfel, frontul de cuestă, de pe partea dreaptă a Culoarului Secașului Mic, este fragmentat de organisme torențiale de ordinul 1 și 2, în timp ce reversul de cuestă este modelat de către râuri de ordin 3 și 4 (fig. 6. 101). Dintre văile care fragmentează suprafața structurală, ce coboară spre Culoarul Târnavei Mari se remarcă: Valea Soroștinului, Valea Țapului Valea Cenade, Valea Cergăului, Valea Vezii și Valea Tiurului. S-a ajuns astfel ca relieful inițial unitar, să fie redus la martori erozivo-structurali (Dealul Furcilor 452 m; Dealul Comenzii 494 m; Dealul Verigerului 482 m; Dealul Vârtopului 465 m etc.), localizați pe interfluvii dintre Secașul Mic și Târnava Mare, și culoare de vale, prin care se asigură drenajul spre cele două râuri, separate de interfluvii secundare. Prezența unei astfel de unități morfostructurale, fragmentată de numeroase culoare de vale, aparținătoare afluneliilor Târnavei Mari și Secașului Mic, conduce la existența unor suprafețe variate de tipul versanților, pe care sunt condiții favorabile pentru procese geomorfologice actuale: alunecări de teren, ravene etc.

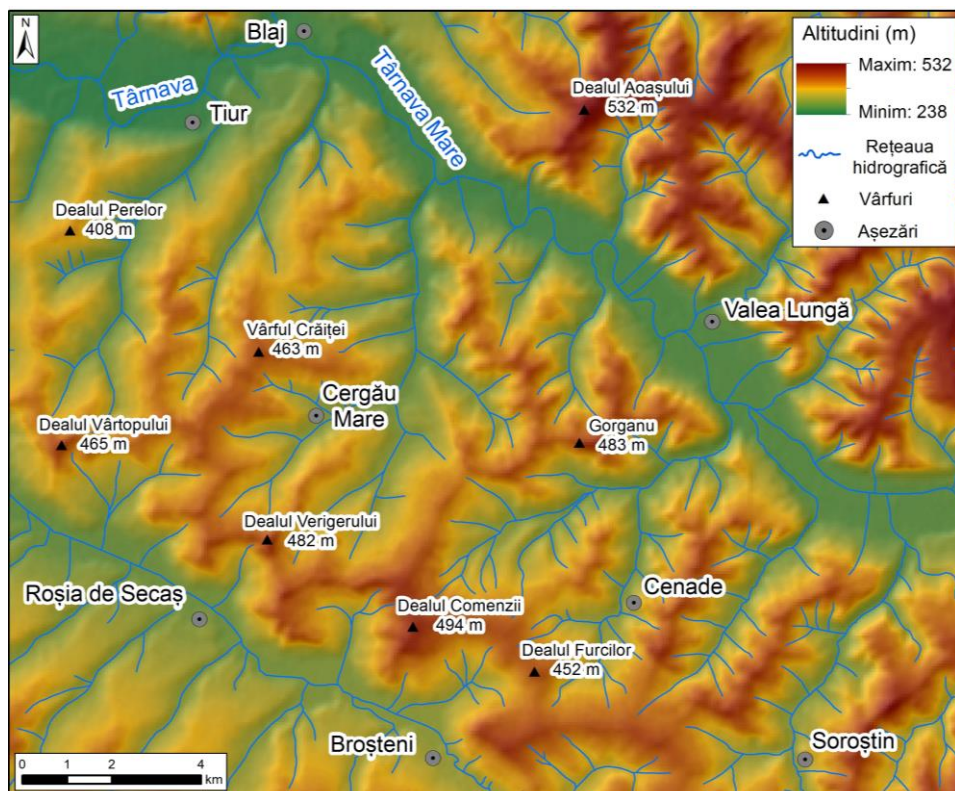


Fig. 6. 101. Dispunerea văilor din partea nordică a Podișul Secașelor (Podișului Cergăului)

i. Una dintre cele mai originale moduri, de adaptare a rețelei de hidrografice la substrat și de formare a văilor, a avut loc în partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (**Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului**).

Prezența cuverturii de aglomerate vulcanice, peste formațiunile sedimentare, a impus un anumit stil de lucru rețelei hidrografice (Mac, 1972). Din momentul în care râurile, în plin proces de organizare, au interceptat depozitele neogenului, cele principale și-au menținut vechile direcții (fig. 6. 102), iar cele secundare s-au adaptat structurilor diapire (Mac, 1972). Rezultatul modelării fluviale, în conformitate cu informația oferită de substrat, reiese și din contrastul existent între relieful planului superior (reprezentat de măguri cu altitudini de peste 1.000 m) și treptele morfosculturale joase (de tipul glacisurilor, teraselor și luncilor). Relieful măgurilor Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Firtuș (1.060 m), Rez (932 m) etc. este destul de contrastant, cu cel al culoarelor de vale din vecinătate (Târnava Mică, Corund, Feernic, Târnava Mare etc.), el având mai degrabă aspectul unor martori de eroziune, cu rol de noduri orografice, pe care rețeaua hidrografică principală le-

a ocolit, în timp ce rețeaua hidrografică secundară le-a atacat radial în procesul de formare a văilor.

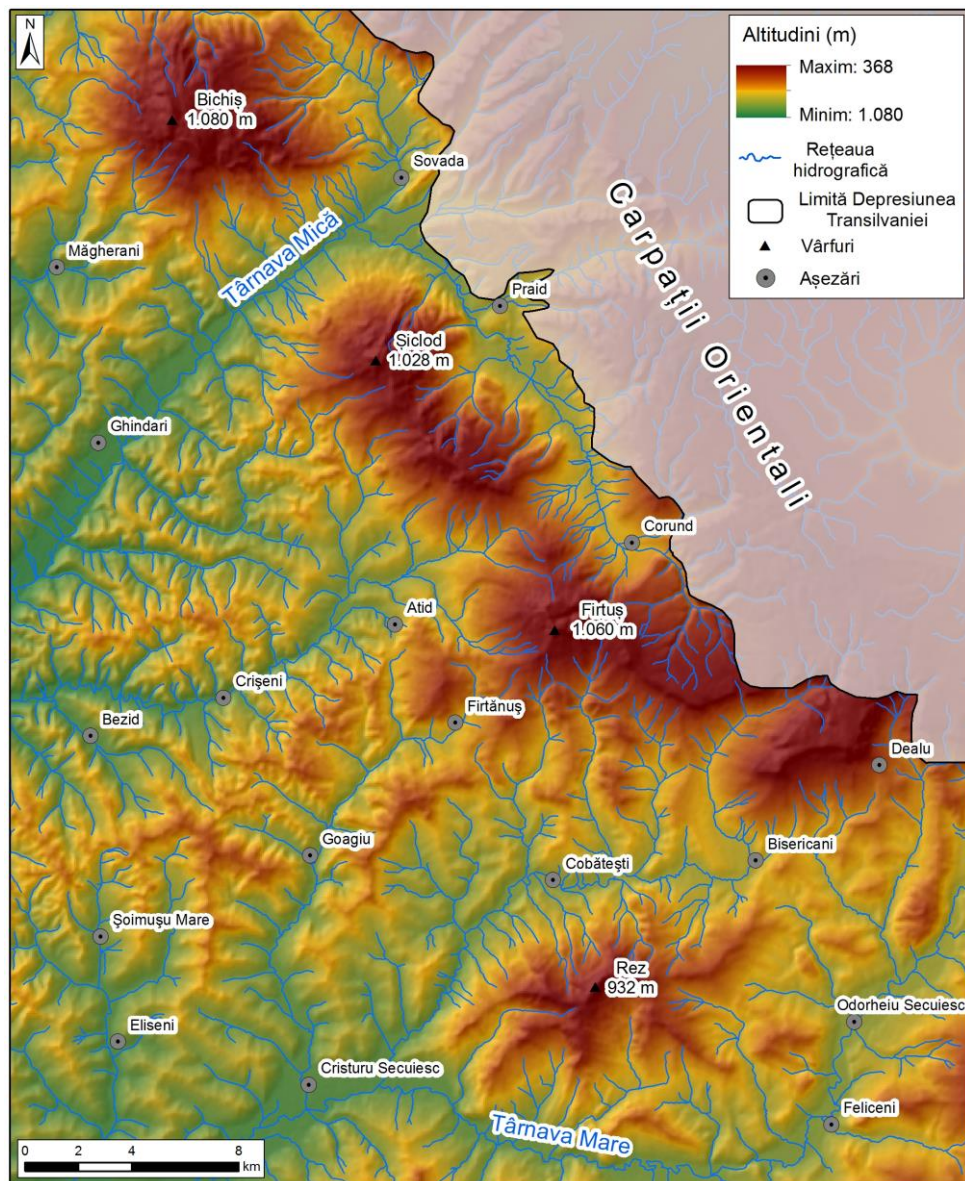


Fig. 6. 102. Dispunerea văilor din partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Odorheului)

j. Și în partea vestică a depresiunii există modalități specifice de adaptare a văilor la structură și aici mă refer la situația **Masivului Feleac**. Prezența unei cordiliere de cristalın, mascată de depozite eocene, în extremitatea vestică, și

miocene (badenian-sarmațian), în centru și est (Geografia României, III, 1987), a determinat ca relieful acestei unități morfostructurale să se prezinte sub forma unei culmi unitare, orientată de la vest spre est. Din cauza celor menționate s-a ajuns ca pe o lungime de 28 de km, cât măsoară masivul între Luna de Sus și Aiton, să nu existe nicio vale transversală (fig. 6. 103). Toate râurile, care se formează în partea superioară a masivului, se drenează radial spre culoarele de vale și depresiunile care îl înconjoară (Culoarul Someșului Mic, Valea Zăpodie și Depresiunea Hășdate-Vlahe) și delimitează, sporindu-i astfel atributul de nod orografic.

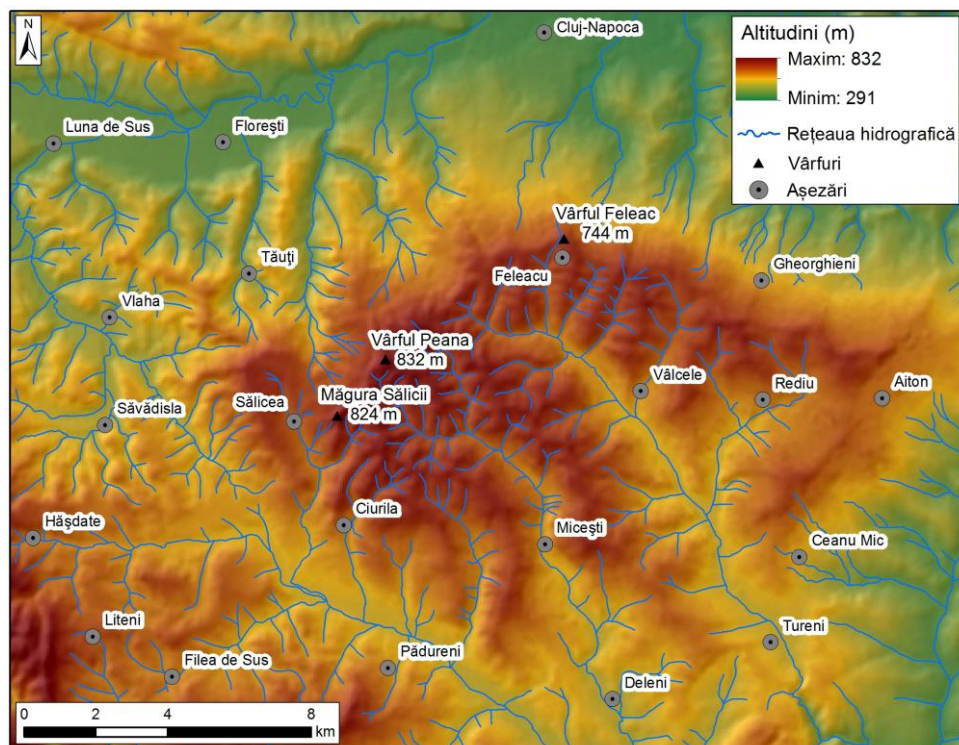


Fig. 6. 103. Dispunerea văilor în Masivul Feleacului

Exemplele prezentate nu fac altceva decât să evidențieze deosebirile existente, între unitățile morfostructurale, și complexitatea modului de formare a văilor, ca rezultat al dezvoltării rețelei hidrografice din depresiune.

Concluzii văi și relief fluvial. Reliefului din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul acțiunii îndelungate a râurilor asupra morfologiei inițiale, rămasă după ultima exondare, de la sfârșitul Pannonianului, proces din care au rezultat văile și interfluviile actuale. Urmărit sub aspectul configurației acestora, relieful fluvial reflectă cât se poate de fidel evoluția geomorfologică a depresiunii. În același timp văile ridică cele mai complexe probleme de geneză, evoluție și vârstă

a reliefului din depresiune. Această afirmație este susținută de marea lor diversitate începând de la văile de ordinul 1 până la cele de ordinul 6 sau mai mari, de proveniență carpatică.

De asemenea, văile reprezintă unul dintre elementele de bază ale reliefului, ele impunând adâncimea și densitatea fragmentării lui, dar și orientarea majorității suprafețelor de teren și a rețelelor antropice (căi de comunicație) edificate ulterior formării lor.

În cadrul culoarelor de vale, alături de albii, lunci, terase și versanți, s-au format pe alocuri și conuri aluviale, ca rezultat al debușării unor văi secundare. Ca exemple pot fi date cele de la: Vad, Rus, Lozna și Surduc (Culoarul Someșului), Abuș (Culoarul Târnavei Mici), Brădești, Cristurul Secuiesc și Hoghilag (Culoarul Târnavei Mari), Cața (Valea Homorodului Mare) etc.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanților, teraselor și a luncilor, este rezultatul unei evoluții recente, întregită actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune areală și liniară desfășurate pe suprafețe înclinate și în albii.

Dezvoltarea unor culoare de vale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc.) a permis treptat detașarea depresiunii de munte și individualizarea ei ca unitate morfostructurală.

Prezența văilor, prin intermediul cărora a fost fragmentată suprafața primordială a depresiunii, într-o succesiune de interfluvii și culoare de vale, este cea care conferă, la urma urmei, caracterul deluros al spațiului depresionar. Acest aspect este oglindit în apelativul de DEALURI, pe care l-au primit majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii.

6.4. RELIEFUL ANTROPIC

În urma activităților desfășurate de către componenta antropică au rezultat numeroase forme de relief caracteristice. Practic, din punct de vedere geomorfologic, omul a devenit un agent capabil să genereze nu numai forme de relief izolate, ci chiar ansambluri cu o fizionomie și o dinamică proprie (Mac, 1980b).

În cuprinsul Depresiunii Transilvaniei activitățile antropice au condiționat morfologia substratului sub cel puțin două aspecte: crearea intenționată a unor forme de relief și acțiuni directe sau indirecte, asupra proceselor geomorfologice specifice altor agenți, cărora influențându-le dinamica, a rezultat o morfologie tipică, atât în cadrul albiilor, cât și pe versanți.

Cu toate că omul acționează de mii de ani asupra scoarței terestre din depresiune, peisajele geomorfologice antropice au început să-și facă simțită prezența abia în ultimii 250 de ani, când pe fondul exploziei demografice a

început: prelucrarea agricolă pe suprafețe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, trasarea căilor de comunicații moderne, extinderea vetrelor de așezări etc.

Formele de relief antropic ocupă suprafețe însemnate pe terenurile agricole, unde realizarea de agrotetere, canalele de drenaj, drumuri de exploatare etc. a determinat modificarea substanțială a reliefului preexistent.

La rândul ei, exploatarea resurselor minerale în subteran și la zi, determină atât forme de eroziune, de tipul excavațiilor, cât și de acumulare, de tipul haldelor de steril. Reprezentativ în acest sens este relieful antropic de la Aghireșu-Fabrici.

În cadrul vetrelor urbane se înregistrează una dintre cele mai profunde modelări antropice ale reliefului inițial. De pildă, în cazul marilor orașe din depresiune (Cluj-Napoca, Sibiu, Târgu Mureș, Bistrița, Turda, Alba Iulia, Sighișoara etc.) vaste suprafețe de teren sunt folosite pentru: construcții de clădiri, căi de comunicații, diguri de protecție, locuri de recreere și agrement. Din acest motiv relieful preexistent a ajuns să aibă o fizionomie total diferită de cea anterioară.

De asemenea, introducerea și îndesirea căilor de comunicații moderne a fost însoțită de modificări esențiale ale reliefului. Dintre acestea se remarcă autostrăzile (Sebeș – Sibiu, Turda – Sebeș, Nădășelu – Târgu Mureș), pentru realizarea cărora a fost necesară relocarea unor volume considerabile de materiale, cu ocazia realizării de: ramblee, debleuri, viaducte, tuneluri, ziduri de protecție și de sprijin, șanțuri de drenaj etc.

În continuare, pornind de la tipurile de procese geomorfologice antropice, vor fi prezentate principalele forme de relief specifice, și anume: cele generate de excavații, de depuneri de materiale, de nivelare și de compactare, la care se adaugă apoi cele induse de diverse alte activități antropice.

6.4.1. Formele de relief antropic

6.4.1.1. Formele de relief generate de excavații

Golurile miniere. Pe măsură ce omul a conștientizat importanța unor substanțe minerale utile și au fost perfecționate mijloacele de săpat, a apărut minierul. În urma lui au rămas numeroase goluri subterane denumite: galerii de mină, abataje, camere de exploatare, puțuri etc. Ca exemple pot fi date cele de la Aghireșu-Fabrici (rămase în urma exploatării cărbunelui și a nisipurilor cuarțo-caolinoase), Sovata, Praid, Turda, Ocna Dejului, Ocna Sibiului, Ocna Mureș etc. (formate în urma exploatării sării).

Anterior exploatărilor de nisipuri cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici, în partea nord-vestică a Podișului Someșan a avut loc exploatarea cărbunelui (lignit) la: Ticu, Tămașa, Băgara, Aghireșu și Dâncu (Măciacășan, 2016).

Exploatarea a avut loc atât la zi cât și în subteran. Pentru creșterea capacității de producție, a nisipurilor cuarțo-caolinoase, la Aghireșu-Fabrici au fost deschise câteva galerii subterane, dintre care se remarcă Galeria 1 Mai (1.400 m lungime) și Galeria 12 August II (Măcicășan et al., 2014; Măcicășan, 2016). Alături de exploatarea de la Aghireșu-Fabrici, nisipurilor cuarțo-caolinoase s-au exploatat zeci de ani și în diferite alte locații cum sunt cele de la: Popești, Cornești-Aghireș, Sânpaul și Var. În prezent cu toate că exploatările sunt închise, urmele acestora se păstrează sub forma de relief antropic.

Golurile miniere, datorate extragerii sării prin diverse metode, au suferit ulterior modificări datorită dizolvării, trecând în categoria formelor de relief carstic antropic reprezentat prin: gropi carstice, saline prăbușite, puțuri, bazine de dizolvare etc. (Posea et al., 1974).

În urma exploatării sării în subteran și a prăbușirii tavanului minelor s-au format lacuri antroposaline caracterizate de o salinitate ridicată. Dizolvarea sării determină ca dinamica proceselor geomorfologice, din cuveta lacustră și din proximitatea ei, să fie foarte activă (prăbușiri secundare, surpări, alunecări de teren, denudare peliculară, ravene etc.), fapt ce determină schimbarea continuă a configurației lacurilor (Josan, 2014). Caracteristice în acest sens sunt lacurile formate în urma exploatării sării, încă din perioada romană, în masivele de sare de la: Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Turda, Cojocna, Ocna Dej, Sovata etc.

Tunelurile reprezintă și ele galerii subterane, care au apărut din necesitatea scurtării unor distanțe sau a evitării unor obstacole naturale. În depresiune se remarcă îndeosebi tunelurile care însoțesc magistralele de transport feroviar (Magistrala 300 – cu tunelurile de la Beia, Sighișoara, Boj-Cătun și Stana; Magistrala 400 – cu tunelul de la Monor; Magistrala 200 – cu tunelul de la Apoldu de Sus) și autostrada Sebeș – Sibiu (cu tunelul la Săcel). Realizarea tunelurilor presupune excavarea unor cantități impresionante de rocă, care pot fi folosite apoi la realizarea altor obiective (terasamente pentru căi de comunicații, baraje etc.) sau pot fi depozitate sub formă de halde.

Carierele sunt strâns legate de exploatarea la zi a substanțelor minerale utile, care datorită avantajelor economice, comparativ cu exploatarea în subteran, s-au extins în ultimul secol. Cariera este locul unde se exploatează substanțe minerale utile, în sistem suprateran sau la zi (Josan, 2014). Extragerea materialelor se poate realiza manual, cu utilaje specializate sau prin detonări; deschiderea unei cariere se poate face prin dezvelire, prin tranșee drepte, pe planuri înclinate etc. (Lupei, 1968).

În carieră exploatarea materialelor se face sub formă de trepte, alcătuite din două elemente: berma și taluzul. Berma reprezintă partea orizontală a treptei care asigură extragerea substanțelor minerale utile și apoi transportul lor. Taluzul este interpus între berme, iar înălțimea și înclinarea sa depind de caracteristicile

rocilor (coeziune, porozitate, permeabilitate, masivitate etc.) și de tipul utilajelor folosite (Josan, 2014). Dintre carierele din depresiune se remarcă cele de la Răstoci, Ciocmani, Cuciulat, Letca, Aghireșu, Leghia, Prodănești, Poiana Aiudului, Târnăveni, Sighișoara, Bungard, etc.

Prezența carierelor a determinat apariția unor forme antropice, creând imaginea unui relief degradat, ruiniform, afectat de procese actuale de eroziune (pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere torențială a apei, alunecări de teren, surpări etc.).

Pentru confirmarea celor menționate, poate fi dată ca exemplu exploatarea minieră de la Aghireșu-Fabrici, unde s-a ajuns ca relieful actual să fie pe de o parte, rezultatul acțiunilor antropice de exploatare (decopertări de terenuri, excavații, taluzuri de exploatare, nivelarea terenurilor, depozitarea materiei prime sau a reziduurilor sub formă de halde etc.) (fig. 6. 104), iar pe de alta efectul acțiunii factorilor atmosferici și hidrosferici (dinamica maselor de aer, precipitații, îngheț-dezghet, scurgerea apei, umectarea substratului etc.), asupra morfologiei rămase în urma exploatării în carieră (Măcicășan, 2016).

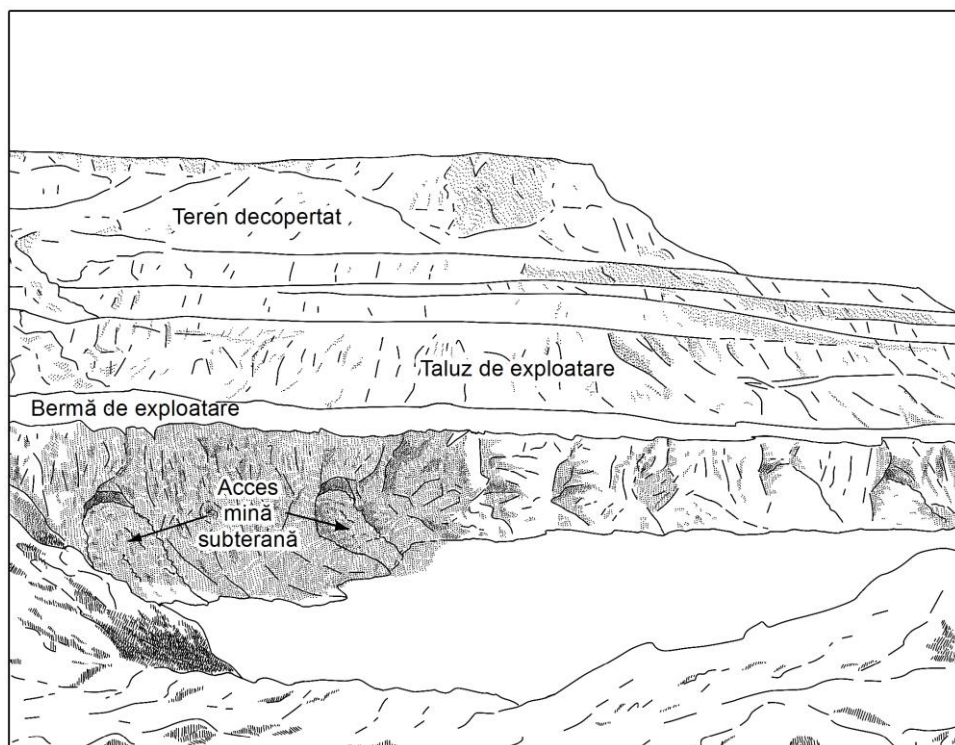


Fig. 6. 104. Cariera de exploatare a nisipurilor cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici

În urma intervenției antropice, s-au creat astfel condiții pentru manifestarea unor procese geomorfologice (pluviodenudarea, denudarea peliculară, scurgerea torențială a apei pe suprafețe înclinate, surpări, alunecări de teren etc.), care au generat forme de relief specifice (rigole, ogașe, ravene, conuri de dejecție, corpuri de alunecare etc.), care, chiar dacă au o manifestare în conformitate cu modelarea în regim natural, sunt induse antropic.

În situația exploatărilor miniere modificările induse la nivelul substratului se materializează prin existența unui accentuat dezechilibru local (Măcicășan et al., 2012), care are efecte negative pe termen scurt, mediu și lung. Practic, suprafețe mari de teren sunt scoase pentru totdeauna din circuitul natural, în urma transformării lor în cariere, fără a avea o altă destinație economică productivă sau de interes public (Măcicășan et al., 2013; Măcicășan, 2016).

Balastierele sunt localizate de obicei în albiile sau în luncile râurilor și reprezintă locul de extragerea a balastului. Pe lângă forma de relief rezultată, exploatarea balastului din albiile râurilor are și alte conotații geomorfologice, dintre care se remarcă: dispariția unor microforme de relief (meandre părăsite și brațe moarte), crearea de lacuri și gropi după abandonarea lor, coborârea patului albiei minore, care la rândul ei are o serie de consecințe (eroziunea accelerată la maluri, afectarea stabilității unor poduri sau diguri etc.) (Josan, 2014).

Dintre râurile în albiile și luncile cărora care se întâlnesc numeroase balastiere se remarcă: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Mureșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Cibinul etc.

Debleurile sunt excavații sub nivelul terenului, folosite pentru executarea platformei unui drum sau cale ferată, precum și pentru realizarea unui canal deschis. În depresiune sunt specifice îndeosebi magistralelor de cale ferată, dar și autostrăzilor și altor categorii de drumuri.

6.4.1.2. Formele de relief generate de depunere

Aterisamentele reprezintă acumulări de materiale – pietriș, nisip, măr – în spatele unor lucrări hidrotehnice transversale, după colmatarea completă a biefului amonte (Josan, 2014). Morfologic vorbind ele sunt suprafețe cvasiorizontale, pe care cu timpul se poate instala vegetație sau pot fi folosite ca terenuri agricole. În depresiune ele se întâlnesc în Câmpia Transilvaniei (în Valea Fizeșului, Valea Sântioana, Valea Pârâului de Câmpie etc.), în Dealurile Clujului și Dejului (în cursul inferior al Pârâului Feiurdeni), în Podișul Secașelor (Valea Magului) etc.

Rambleele sunt umpluturi de pământ făcute pentru ridicarea terenului la nivelul necesar realizării unei construcții (Josan, 2014). Un caz aparte îl reprezintă rambleele regulate, mărginite de taluzuri consolidate, care însoțesc căile de

comunicații de tipul căilor ferate, autostrăzilor și drumurilor de diverse categorii. La realizarea lor sunt necesare cantități importante de materiale (pământ, piatră, nisip, argilă etc.) care provin din gropi de împrumut, din debleeri sau din cariere.

Când sunt realizate pe suprafețe cvasiorizontale au taluzurile simetrice, în timp ce pe terenuri înclinate taluzul din aval este mai lung, iar cel din amonte mai scurt.

Ca exemplu pot fi date rambleele din lungul magistralelor feroviare (200, 208, 300, 307, 308, 400, 401, 406 etc.) și autostrăzilor (Sebeș – Sibiu, Turda – Sebeș și Nădășelu – Târgu Mureș).

Digurile sunt construcții hidrotehnice dispuse paralel cu malurile unui râu sau lac, având drept scop împiedicarea pătrunderii apei pe terenul din spatele său (Josan, 2014). Sub aspect morfologic ele sunt ramblee realizate din pământ compactat (Orlescu, 2001). Conform autorului citat, principalele elemente care intră în alcătuirea unui dig sunt: **ampriza** – suprafața de contact dintre corpul digului și terenul de fundație; **corpul digului** – alcătuit din materiale specifice; **taluzul** – cel care mărginește digul de o parte și de alta, are o declivitate a cărei valoare depinde de înălțimea digului, proprietățile materialelor care îl alcătuiesc și gradul de compactare; **coronamentul** sau platforma superioară – are o lățime care este în funcție de dimensiunile digului și de modul cum este folosită (de exemplu pentru circulația rutieră, feroviară etc.); **berma** sau bancheta are rolul de a măări stabilitatea digului. Dintre digurile din depresiune se remarcă cele din culoarele următoarelor râuri: Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul, Cibinul, Hârtibaciu etc.

Haldele de steril sunt forme de relief provenite în urma depozitării sterilului și a deșeurilor inutilizabile, provenite din lucrări de minerit, de la prepararea minereurilor, precum și de la uzinele metalurgice (Josan, 2014). Haldele se pot forma și prin depozitarea unor materiale solide cu structură heterogenă (sol, fragmente de rocă etc.), granulometrie diversă și proprietăți fizice variate; haldele mai pot fi și expresia în relief a unui iaz de decantare sau rampă de deșeuri închise. Ca exemple pot fi date haldele de steril aferente exploatărilor miniere, cum sunt cele de la Aghireșu-Fabrici (Măcicășan et al., 2013) (fig. 6. 105), apoi haldele rezultate în urma prelucrării diverselor minereuri feroase și neferoase (Copșa Mică, Târnăveni, Câmpia Turzii etc.), precum și cele rezultate în urma închiderii unor rampe de deșeuri (Aiud, Târnăveni, Blaj etc.). Se remarcă în acest sens și halda de reziduuri, formată în urma exploatării sării, de la Ocna Mureș; ea are aspectul unei terase cu lungimea de 1,6 km, lățimea de câteva sute de metri și înălțimea de 10 – 12 m (Josan, 1979). Lipsa consolidării haldelor de steril, cu vegetație sau elemente prefabricate (din diverse materiale), conduce la declanșarea proceselor geomorfologice, din categoria scurgerii apei pe suprafețe înclinate și a deplasărilor în masă, care au drept rezultat principal degradarea taluzurilor acestora.

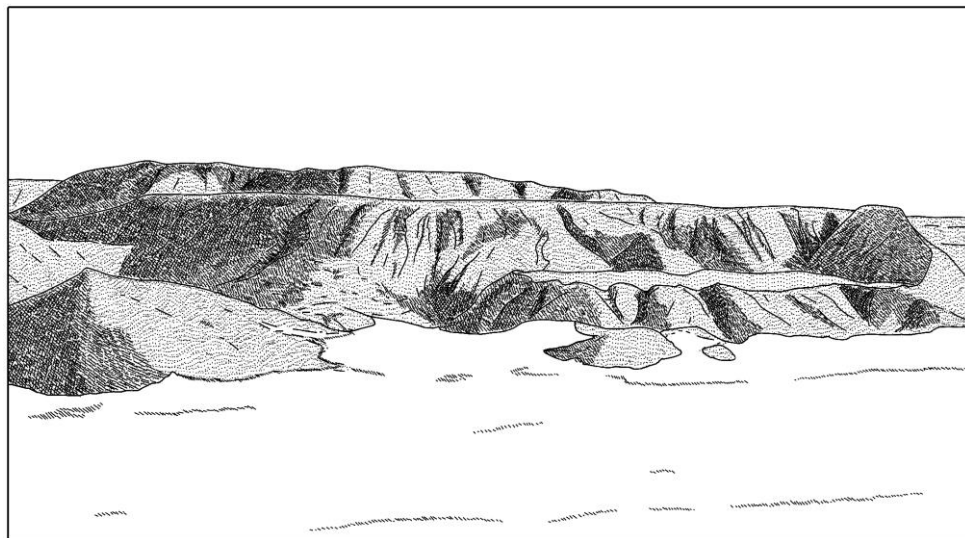


Fig. 6. 105. Haldă de steril afectată de eroziune la Aghireșu-Fabrici

Iazurile de decantare reprezintă construcții hidrotehnice, în care apa, încărcată cu sterilul de la stația de flotare a minereurilor, este condusă prin conducte (Josan, 2014).

Ele se aseamnă cu lacurile artificiale, doar că apa limpezită este recirculată sau este eliminată în exterior. Depunerea materialelor solide din apă, într-un mediu acvatic, este caracteristica esențială a iazurilor de decantare și cea care le distinge de haldele de steril (Florea, 1996). După autorul citat, părțile componente ale unui iaz de decantare sunt: **patul iazului** - se compune din patul impermeabil (alcătuit din argile și marne) și patul drenant, format din material grosier (pietriș), cel care permite drenarea apei din iaz (patul drenant lipsește la iazurile în care sunt decantate substanțe toxice); **digul de amorsare** sau barajul este cel în spatele căruia se deversează apa încărcată cu material solid; **digurile de contur** delimitează spațiul în care se depun materialele transportate în suspensie; **digurile de înălțare** sunt specifice iazurilor de versant și celor de pe suprafețe cvasiorizontale; **taluzul exterior** al barajului și al digurilor; **coronamentul** este partea superioară a barajului sau a digului; **plaja** reprezintă uscatul dintre coronament și apa din iaz; ea este alcătuită din sterilul sedimentat din apa iazului și are o pantă care înclină spre oglinda apei; pe măsură ce iazul se dezvoltă, o parte din materialul ce alcătuiește plaja este utilizat la înălțarea digurilor. Cele mai reprezentative iazuri de decantare din depresiune sunt cele de la Băgara, aferente exploatărilor de nisipuri cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici.

Depozitele de deșuri se aseamnă morfologic cu haldele de steril. Părțile componente ale acestora sunt (Josan, 2014): **radierul** este compus din taluzuri și are rolul de a asigura stabilitatea întregii construcții și împiedicarea infiltrării

soluțiilor din depozit în rocile din jur; **corpul depozitului** este alcătuit din materialele depuse; **acoperișul** are pe de o parte rolul de a opri infiltrarea apelor provenite din precipitații, în corpul depozitului, iar pe de alta de a stopa emanarea gazelor din depozit, în atmosferă; pentru o mai bună stabilitate el se execută în trepte (taluzuri și berme); **digurile** de compartimentare au funcția de izolare și de sporire suplimentară a stabilității depozitului. Ca exemple pot fi date depozitele regionale de deșeuri de la: Alba Iulia (Galda de Jos), Sighișoara, Cluj-Napoca, Bistrița (Târbuiu) etc.

În categoria formelor de acumulare se remarcă și movilele rezultate în urma depozitării temporare a balastului extras din râuri (fig. 6. 106). De exemplu cele de pe suprafața luncii Someșului ajung la volume de 2.300 – 5.200 m³ și înălțimi de 9 – 12,5 m (Hosu, 2009).

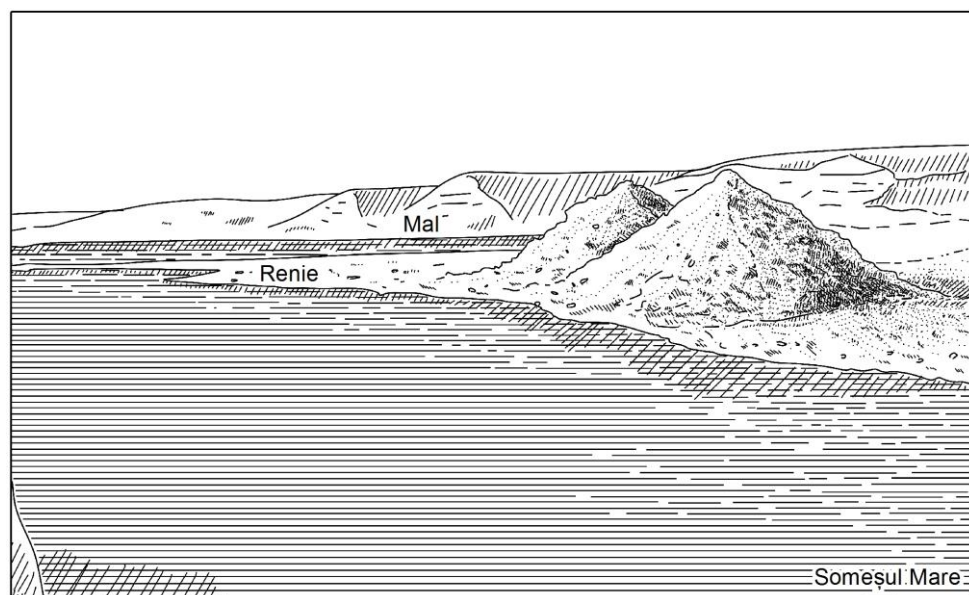


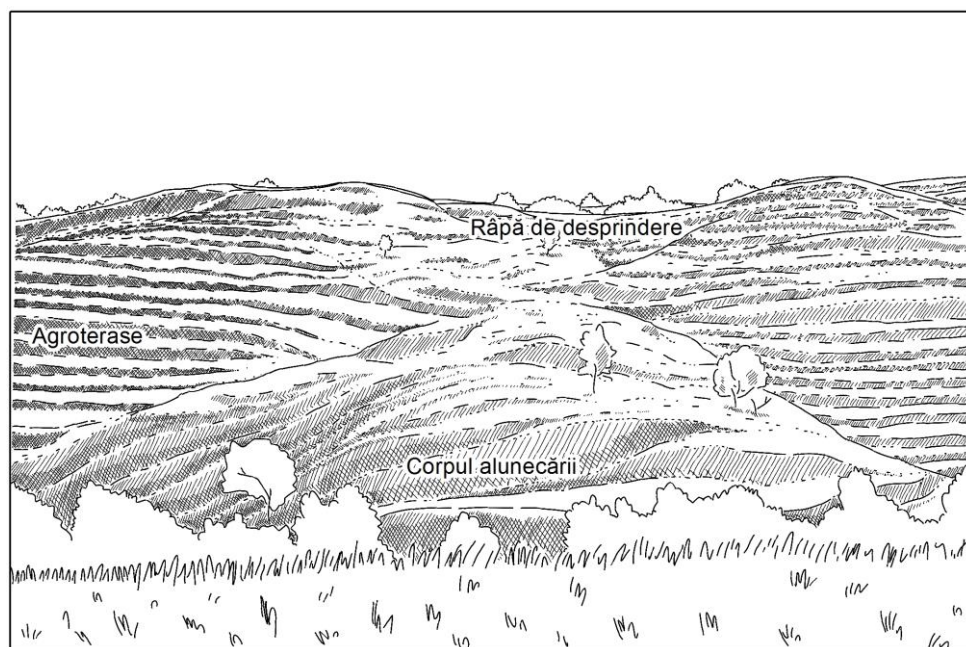
Fig. 6. 106. Balastieră în albia Someșului Mare la Reteag

6.4.1.3. Formele de relief generate de compactare și nivelare

Terasamentele reprezintă forme de relief antropic rezultate în urma nivelării substratului. Ele servesc ca bază pentru diverse construcții civile, industriale, militare etc. Modificarea reliefului preexistent are loc prin săparea și transportul pământului, din părțile mai înalte ale terenului, și umplerea formelor negative (Josan, 2014). Conform autorului citat, terenul pe care se execută terasamentele este considerat teren de fundare, iar materialele folosite sunt reprezentate de pământ, nisip, pietriș etc. Terasamentele servesc foarte mult la

realizarea de drumuri, căi ferate și aeroporturi. În depresiune ele sunt specifice pe raza localităților de rang urban și de-a lungul căilor de comunicații (autostrăzi, drumuri de diverse ranguri, căi ferate etc.). Dintre aeroporturi se remarcă cele de la: Cluj-Napoca, Sibiu și Târgu Mureș. Pentru amenajarea lor au fost necesare ample lucrări de nivelare a terenului, în vederea realizării pistelor, căilor de rulaj și infrastructurii aferente.

Alături de aceste forme de relief antropice, generate în urma unor acțiuni singulare, se remarcă și cele care au rezultat în urma unor activități complexe. Specifice în acest sens pentru Depresiunea Transilvaniei sunt agroterasele realizate pe versanți în secolele trecute. În situația în care nu sunt întreținute corespunzător sau sunt abandonate, ele pot fi afectate de diverse procese geomorfologice, dintre care se remarcă alunecările de teren (fig. 6.107).



**Fig. 6. 107. Agroterase afectate de alunecare de teren
(versantul stâng al Văii Mesteaca în aval de Alămor)**

La realizarea lor au fost necesare atât procese de excavare și depunere, cât și de nivelare. Cu toate că se întâlnesc pe versanții din majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, ele sunt mai des întâlnite pe cei din Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului și Podișului Secașelor. Cele mai extinse suprafețe terasate sunt cele din Podgoria Târnavelor, ele fiind realizate pentru cultura viței de vie și a pomilor fructiferi.

6.4.2. Formele de relief induse de activități antropice

Alături de formele de relief, de tipul celor menționate anterior, edificate direct de procese antropice, omul a influențat și celelalte procese geomorfologice, care devenind mai accentuate au dat forme specifice, context se vorbește de un impact antropic asupra reliefului (Muntean, 2005).

Se poate vorbi în acest sens de o acțiune indirectă a omului la adresa substratului, manifestată îndeosebi prin distrugerea învelișului vegetal și a orizonturilor superioare de sol. Scoaterea din echilibru a unor importante suprafețe de teren are loc prin tăierea pădurii de pe versanți, prin aratul terenurilor agricole perpendicular pe curbele de nivel, prin pășunat irațional, prin deșteleniri etc. (Posea et al., 1976).

Din momentul în care componenta antropică intervine, asupra reliefului unui teritoriu, modelarea în regim natural este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). În situația în care influența antropică încetează, modelarea se va desfășura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice existente.

Între activitatea antropică și procesele geomorfologice există relații de reciprocitate; de exemplu, o alunecare de teren poate afecta infrastructura rutieră, dar în același timp și infrastructura poate să favorizeze declanșarea unei alunecări de teren, prin crearea unei valori artificiale ale pantei artificiale versantului sau prin trepidații (Blaga et al., 2014).

Este cunoscut că între mediul natural și om a existat întotdeauna o strânsă legătură. În epoca pietrei, mediul natural era determinant pentru activitatea omului, acesta fiind nevoit să se adapteze condițiilor naturale. Cu cât mijloacele de producție s-au dezvoltat mai mult, cu atât creșteau intervenția și influența omului asupra cadrului natural în care-și desfășura activitatea.

Dintre activitățile antropice, care influențează dinamica altor procese geomorfologice și induc o morfologie specifică, se remarcă: despăduririle, deștelenirile și aratul terenului, îmbunătățirile funciare, regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice, exploatarea balastului, activitățile industriale, apariția și extinderea așezărilor, dezvoltarea căilor de comunicații etc.

Despăduririle. În situația în care Depresiunea Transilvaniei, în condiții naturale, ar trebui să fie aproape complet ocupată de pădure, păstrarea învelișului forestier pe mai puțin de 40% din suprafața sa, determină ca procesele geomorfologice să se desfășoare total diferit, comparativ cu situația unui teritoriu bine împădurit.

Cu toate că despădurirea a început o dată cu locuirea depresiunii, ea s-a accentuat în secolele XVII – XIX (Josan, 1979). Înlăturarea pădurilor a determinat în mod direct schimbarea condițiilor naturale existente (microclimat, soluri,

infiltrație, evapotranspirație etc.), favorizând dezvoltarea intensă a proceselor de versant, iar indirect a accelerat ritmul de evoluție a reliefului (debitul solid al râurilor a crescut și o dată cu aceasta a scăzut puterea de eroziune a lor) (Josan, 1979). Dintre procesele geomorfologice, care au întrunit condiții prielnice pentru derulare, pe suprafețele despădurite, și s-au manifestat sub toate formele, în condițiile geologice ale depresiunii, se remarcă alunecările de teren.

S-a ajuns astfel ca în prezent, atât în Câmpia Transilvaniei (Bădăraș, 2005), dar și în Podișul Secașelor, pădurile să ocupe doar culmile dealurilor mai înalte, versanții mai umbriți și locurile mai puțin accesibile. Prin transformarea pădurilor în terenuri arabile s-a schimbat modul de infiltrare și scurgere a apei, aspect care a determinat creșterea vulnerabilității la procesele de eroziune care au loc pe versanți.

Prin îndepărtarea învelișului forestier, de către om, și accelerarea eroziunii s-a ajuns ca evoluția reliefului să capete un specific nou, resimțit inclusiv la nivelul proceselor care au loc în cadrul albiilor. În același timp lipsa învelișului vegetal forestier, care să preia o parte din precipitațiile însemnate cantitativ, determină creșterea valorii debitelor din timpul viiturilor.

În urma despăduririlor a avut loc o schimbare a echilibrului natural dintre procesele geomorfologice și substrat, echilibru menținut de vegetație. Suprafețele înclinate de tipul versanților, rămase fără un înveliș vegetal protector au fost afectate de către eroziune, prin intermediul formațiunii de modelare torențială, la care s-au adăugat alunecările de teren. Toate aceste procese au determinat și degradarea solului pe suprafețe considerabile, aspect care întreține în continuare dinamica proceselor geomorfologice actuale de la nivelul versanților.

În aceste condiții, ca efect al intervenției antropice, morfologia de detaliu a versanților despăduși este, într-o măsură mai mare sau mai mică, un produs și al activității umane (Jakab, 1983b).

De asemenea, modificările care elimină sau reduc învelișul vegetal, determină creșterea debitului solid din albie, în proporție mai mare decât a celui lichid (Brookes, 1994, citat de Dulgheru, 2012), ceea ce înseamnă că producția de sedimente va fi superioară pe terenurile cultivate sau pășunate și mai redusă pe cele împădurite.

Un alt efect direct, pe termen lung, a defrișării pădurilor este reprezentat, pe de o parte, de creșterea cantității de sedimente ce intră în albia râurilor, iar pe de alta, de scăderea capacității de transport de la nivelul acestora (Dulgheru, 2012).

Deștelenirile și aratul terenurilor. O altă activitate antropică a fost reprezentată de deștelenirea terenurilor, care anterior au fost defrișate pentru obținerea de pășuni și fânețe. Dintre formele de relief, care au fost deștelenite aproape în totalitate și transformate în teren arabil, se remarcă terasele fluviale inferioare din cadrul culoarelor văilor principale: Someșuri, Mureș, Târnave, Arieș etc. De exemplu, dezvoltarea considerabilă a terasei a treia a Târnavii la Bucerdea și cultivarea ei cu grâu a adăugat denumirii acestei localități și termenul de grânoasă

- Bucerdea Grânoasă (Josan, 1979). Transformarea pajiștilor în teren arabil și exploatarea agricolă a lor printr-o tehnică necorespunzătoare (aratul perpendicular pe curbele de nivel, construirea drenurilor în lungul pantei, afânarea ritmică a solului, ce determină diminuarea coeziunii particulelor, chimizarea accentuată etc.) a permis în continuare desfășurarea eroziunii și creșterea susceptibilității la procese geomorfologice a noi suprafețe de teren (Roșca et al., 2015).

Distrugerea învelișului de sol în urma despăduririlor, deștelenirilor și aratului terenurilor determină stimularea proceselor de pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere torențială a apei pe versanți, alunecare de teren, curgere norioasă etc. Efectele acestor procese, când ele sunt induse antropic, se transmit apoi în cadrul albiilor, contribuind la modificarea dinamicii acestora, îndeosebi prin acumularea surplusului de sedimente provenit de pe versanți.

Îmbunătățirile funciare. Conștientizând amploarea luată de procesele geomorfologice, pe terenurile defrișate și deștelenite, componenta antropică a trecut la acțiuni de prevenire și combatere a eroziunii. Dintre acestea, cele mai simple și eficiente, atât timp cât sunt întreținute corespunzător, se remarcă cele de agroterasare, la care s-au adăugat și alte tipuri de lucrări: împăduriri, cleionaje pe versanți, organizarea și amenajarea sectoarelor de pășunat, diverse tipuri de lucrări de îmbunătățiri funciare etc. Dintre acestea din urmă, pot fi date ca exemplu cele de pe versantul drept al Văii Gădălin, unde în amonte de Bonțida, au fost realizate plantații de salcâm și amenajarea unor ravene și torenți existente pe suprafețe afectate și de alunecări de teren. Referitor la acest ultim exemplu, chiar dacă în primii zece ani (2007 - 2017), de la realizarea lucrărilor, ele au avut efectul scontat, ulterior prin neîntreținerea corespunzătoare și permiterea pășunatului excesiv acestea s-au deteriorat și și-au pierdut rolul pentru care au fost întreprinse.

Regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice. Alături de schimbările produse în modul de utilizare a terenurilor, se disting și activitățile care au avut drept efect principal modificări ale proceselor geomorfologice din albiile. Dintre ele se remarcă următoarele: lucrările asupra malurilor și a patului aluvial, îndiguirile, exploatarea de materiale de construcții, crearea de praguri transversale, tăierea buclelor de meandru etc.

Regularizările de albiile, produse în depresiune, au avut ca scop principal protejarea unor terenuri contra inundațiilor. Se remarcă în acest sens atât regularizări ale unor râuri principale (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Arieș, Mureș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Cibin, Hârtibaciu etc.), cât și a unor secundare (Dipșa cu afluentul său Lechința, Meleș cu afluentul său Apatiu, Comlod, Vețca etc.). Regularizările menționate au presupus, inclusiv rețezarea unor meandre, cu scopul măririi pantei albiei; semnificative sunt în acest sens cele din Culoarul Târnavei Mici, din aval de Târnaveni sau cele din Culoarul Târnavei Mari, sectorul Cristuru Secuiesc - Sighișoara.

Lucrările de regularizare au implicat inițial o schimbare a geometriei albiei, iar apoi a structurii hidrodinamice a curentului de apă, ceea ce înseamnă că s-a impus un nou raport hidrodinamic, între curentul de apă și albia râului (Dulgheru, 2012).

Modificarea elementelor inițiale ale albiei (sinuozitatea, lungimea, lățimea, adâncimea, panta, rugozitatea patului și a malurilor), care au loc în urma procesului de regularizare, declanșează ajustări morfologice, ca urmare a tendinței naturale a râului de a atinge o nouă condiție de echilibru (Dulgheru, 2012). Conform sursei citate, scurtarea lungimii râului determină o creștere a vitezei de curgere a apei, a stressului la forfecare și, în consecință, a volumului de sedimente transportat în aval. Schimbarea condițiilor hidrodinamice determină răspunsuri morfologice de tipul: inciziei patului albiei (în sectorul afectat de lucrări și amonte de acesta), surpării malurilor, sedimentării în aval etc. (Brookes, 1988; Simon, 1989; Surian și Rinaldi, 2003, citați de Dulgheru, 2012).

Modificarea geometriei albiei, în urma acțiunilor de regularizare, a determinat noi moduri de manifestare ale râurilor, sub aspect hidrologic, și o îndepărtare a lor de la starea de echilibru (Leopold și Maddock, 1953). Ulterior acțiunilor de regularizare, tendința generală a râurilor este aceea de a-și reface caracteristicile hidraulice, pierdute în urma intervenției antropice, printr-o nouă dinamică și un nou raport între elementele hidrogeomorfologice (Dulgheru, 2012).

Numeroase sectoare de luncă, cu terenuri mlăștinoase și pajiști, din Câmpia Transilvaniei, au fost transformate începând cu anul 1960 în terenuri agricole; procesul s-a realizat prin ample acțiuni ingineresti de regularizare a albiilor și desecarea terenurilor adiacente (Dulgheru, 2012). Conform autorului citat, lucrările au implicat intervenții directe, în albiile râurilor, prin schimbarea morfologiei lor (adâncirea și lărgirea albiilor), eliminarea vegetației ripariene, scăderea nivelului apei freactice, fapt ce a determinat deconectarea aproape totală a râurilor de luncă.

Tot în acest context este evidentă intervenția antropică asupra Oltului, în Depresiunea Făgăraș, râu care a fost supus unor ample lucrări de regularizare și amenajare hidrotehnică. Intervenția antropică în acest caz a făcut ca evoluția în regim natural al albiei să fie complet denaturată.

În spatele barajelor realizate atât pentru producere de energie electrică (cele pe Olt și Someșul Mic), cât și pentru piscicultură (cele din Câmpia Transilvaniei) s-au acumulat sedimente, care au determinat colmatarea lor. La o astfel de situație s-a ajuns de cele mai multe ori fiindcă barajele au fost construite înainte de identificarea și fixarea surselor de aluviuni din bazinele secundare (Geografia României, I, 1983).

Exploatarea balastului. Unele dintre cele mai semnificative modificări ale albiilor din depresiune au avut loc în urma exploatărilor de materiale aluvionare, cu deosebire pe sectoarele unde depozitele de pietrișuri și nisipuri sunt în cantități apreciabile.

Dintre râurile din albiile cărora se extrag cantități semnificative de balast se remarcă: Someșul, Someșul Mare (la Nepos, Năsăud, Piatra, Mogoșeni, Săsar, Beclean, Coldău, Cristești Ciceului, Braniștea și Mica), Someșul Mic (la Gilău, Bonțida, Iclod etc.), Mureșul (la Petelea, Cristești, Gura Arieșului, Noșlac, Beldiu, Zărieș, Bărbant și Vințu de Jos), Arieșul (la Moldovenești, Câmpia Turzii, Luna, Luncani și Gligorești), Târnava (la Tiur, Crăciunelu de Jos și Cistei), Târnava Mare (la Târnovița, Brădești, Odorheiu Secuiesc, Secuieni, Sighișoara, Daneș, Hoghilag, Copșa Mică, Micăsasa și Mănărade), Târnava Mică (Târnăveni, Adămuș, Cornești etc), Oltul (la Hoghiz, Hălmeag, Șona, Porumbacu de Jos, Avrig și Turnu Roșu), Cibinul (la Orlat și Veștem) etc.

De exemplu, în cazul Someșului, datorită prezenței aluviunilor cu o granulometrie propice pentru a se constitui în resursă de balast (pietriș și nisip) numărul balastierelor a ajuns la 55, iar pe sectorul Rona – Benesat se exploatează anual peste 500 mii m³ de balast, cu o intensitate deosebită în punctele Rona, Husia, Someș Guruslău etc. (Hosu, 2009). La acestea, conform sursei citate, tot pentru râul Someș, se adaugă balastierile din amonte de defileul de la Surduc-Turbuța: Ciocmani-Băbeni, Lemniu, Rus, Chizeni, Gâlgău, Cetan, Coplean și Urișor.

Exploatarea de balast, pe lângă destabilizarea patului aluvial, afectează și malurile albiei, iar în unele sectoare (cum este de exemplu în Culoarul Someșului la Turbuța, Rona, Cliț și Cormeniș), adâncirea artificială a albiei a dus la procese de subminare a versanților, soldate cu surpări (Hosu, 2009).

În același timp, exploatarea aluviunilor, din albiile râurilor principale, conduce pe de o parte la intensificarea proceselor de eroziune, de la nivelul patului aluvial, iar pe alta coborârea nivelelor de bază locale, la care se raportează afluenții acestora.

Efectul modificării nivelului de bază determină accelerarea eroziunii regresive în albiile afluenților, care la rândul lor pot accelera și iniția procese la partea inferioară a versanților. O astfel de situație este caracteristică pentru afluenții de stânga ai Târnaviei: Valea Vezei, Valea Tiurului și Valea Izvorul Iezerului.

Un alt efect al intervenției antropice se referă la îngustarea albilor, în dreptul podurilor cu deschidere mică, așa cum este de obicei în cazul celor feroviare sau a unora rutiere mai vechi. Turbioanele care se creează la pilonii podurilor, prin ridicarea nivelului apei, în timpul viiturilor și a apelor mari, provoacă eroziunea patului aluvial în aval de ei, la care se adaugă și eroziuni ale malurilor.

Toate activități antropice menționate au determinat modificarea naturii și ratei de ajustare a proceselor de albie, prin perturbarea distribuției debitelor lichide și solide.

Relația dintre apă și sedimente este considerată elementul cel mai sensibil, la modificările din cadrul bazinelor hidrografice, astfel că perturbarea celor două variabile apare ca un factor major ce contribuie la schimbarea geometriei hidraulice

a albiilor de râu (Leopold et al., 1964; Knighton, 1984; Petts și Amoros, 1984; Clark și Wilcock, 2000; Merritt și Wohl, 2003, citați de Dulgheru, 2012).

Înseamnă că în același timp, alături de activitățile cu influență directă asupra albiilor se remarcă cele indirecte, ca efect al schimbării modului de utilizare a terenurilor.

Dintre activitățile antropice desfășurate, pe suprafața bazinelor hidrografice din depresiune, cele aferente despăduririlor, culturii plantelor și creșterii animalelor, cu toate că se desfășoară de cele mai multe ori pe suprafețe de tipul versanților, au cel mai semnificativ impact asupra dinamicii albiilor de râu. Modificarea proceselor biofizice și hidrologice, de pe suprafața versanților, au indus modificări ale morfologiei albiilor, prin volumul considerabil de sedimente care ajung în ele.

În majoritatea cazurilor, pe suprafețele înclinate de tipul versanților, a avut loc accelerarea eroziunii, prin denudare peliculară, ravene și torenți, fapt soldat cu creșterea cantității de sedimente care au ajuns în albiile. În aceste condiții a avut loc reducerea capacității de transport, a debitului lichid din albiile, și creșterea vârfului viiturilor (Dulgheru, 2012). De asemenea, albiile în care se acumulează în exces sedimente provenite de pe versanți devin mai largi și mai puțin adânci.

Activitățile industriale. Alături de activitățile specifice, în urma cărora au rezultat forme de relief de tipul carierelor, haldelor de steril, iazurilor de decantare (Réti, 2009), terasamentelor etc., în depresiune s-au derulat și alte activități care au adus modificări ale reliefului preexistent.

De exemplu, urma supraîncălcării unor terenuri, au avut loc prăbușiri și apariția unor lacuri, cum sunt cele de la Bazna. De asemenea, în urma scufundării unor sonde de foraj a avut loc formarea vulcanilor noroiși la Cetatea de Baltă (Josan, 1979). În același timp, depunerea reziduurilor industriale în apropierea albiilor minore a Târnavei Mari (la Copșa Mică) și a Târnavei Mici (la Târnăveni) a determinat îngustarea acestora, mai sus de o anumită cotă, și inundarea unor terenuri din amonte în timpul viiturilor (Josan, 1979).

Apariția și extinderea așezărilor. Alături de intervențiile realizate asupra reliefului preexistent, în scopuri agricole și industriale, se remarcă cele cu rol de creare a unor condiții optime de locuit în ansamblurile rezidențiale (Muntean et al., 2017). În aceste locuri prin rețeaua de străzi, de canalizare, de scurgere a apei provenită din precipitații, precum și prin numeroasele nivelări efectuate, aspectul inițial al reliefului, la nivel de detaliu, a fost schimbat aproape în totalitate. Acest fapt este cel mai evident în intravilanul marilor orașe din depresiune: Cluj-Napoca (Muntean et al., 2011), Sibiu, Târgu Mureș, Turda, Alba Iulia, Bistrița, Dej, Sighișoara, Blaj etc.

Alături de terenurile favorabile, pentru amenajarea vetrelor de locuit (terase, lunci, glacisuri etc.), în depresiune există și comunități, care au folosit în acest scop terenuri mai puțin propice, așa cum sunt cele afectate de alunecări de tip glinee. Prin

adaptarea la relieful existent și alături de modificările locale ale acestuia a fost posibilă edificarea vetrelor următoarelor localități: Heria, Romanești, Biia, Dâmburile, Aiton, Șoimeni etc., între forme de relief de tipul glimeelor.

Dezvoltarea unor așezări la partea inferioară a culoarelor de vale a avut, de cele mai multe ori, ca rezultat principal, îngrădirea spațiului de manifestare a proceselor de albie și creșterea stabilității în plan a albiilor (Dulgheru, 2012).

Dezvoltarea căilor de comunicații. Prezența din cele mai vechi timpuri a așezărilor în depresiune, precum și existența din abundență a unor substanțe minerale utile (sare, gaz metan, materiale de construcții etc.) a presupus edificarea unor căi de comunicații complexe, de tipul căilor ferate, autostrăzilor și drumurilor de diverse tipuri (șosele, drumuri agricole, drumuri forestiere etc.). Realizarea acestora, precum și desfășurarea circulației la nivelul lor, a însemnat într-o primă fază modificări ale reliefului preexistent (excavații pentru deblee, depuneri de materiale pentru deblee), iar apoi destabilizarea suprafețelor înclinate, de tipul versanților din proximitatea lor, datorită vibrațiilor. Acestea din urmă au modificat starea de efort din teren, favorizând alunecările de teren.

Travaliul materialului rulant în mișcare, prin vibrațiile produse, a modificat starea de efort din teren, generând forțe favorabile procesului de alunecare. Un exemplu în acest sens, îl oferă alunecările de teren produse și reactivate, după numeroase acțiuni de consolidare, în sectorul căii ferate Apahida – Câmpia Turzii (Mac și Irimuș, 1991). O situație similară se înregistrează și în cazul autostrăzii A1 (sectorul Săliște – Apoldu de Jos).

De asemenea, amplasarea drumurilor agricole și forestiere, pe suprafețe înclinate, are ca efect concentrarea scurgerii apelor provenite din precipitații, pe urmele lăsate de autovehicule sau atelaje, și formarea de ogașe, care ajung destul de rapid la stadiul de ravene. De cele mai multe ori, pentru folosirea în continuare a drumului, soluția aleasă este cea de mutarea a lui, cu câțiva metri în lateral, unde procese de eroziune similare, în aceleași condiții de utilizare a substratului, nu întârzie să apară.

În același timp, drumurile tăiate în depozite alcătuite din roci friabile, de tipul marnelor, argilelor și nisipurilor slab cimentate, fără o suficientă consolidare și drenare a taluzurilor, provoacă dezechilibrări ale versanților, urmate de alunecări de teren și surpări.

Concluzii relief antropic. Cele notate relevă că, în urma intervenției antropice, spațiul depresionar a primit o nouă dimensiune, prin funcția agro-industrială dobândită, fapt reflectat și în peisajele geomorfologice transilvane (Irimuș, 1998).

Diversitatea formelor de relief antropice se explică și prin faptul că în demersul de organizare și amenajare a teritoriului, primul component al mediului asupra căruia se intervine este relieful preexistent.

Chiar dacă pare paradoxal, modelarea antropică a reliefului reprezintă o necesitate de bază pentru societate, cu toate că de cele mai multe ori este în detrimentul ei. Formele de relief, o dată create de om, evoluează supunându-se aceluiași legi naturale obiective, iar cu cât acesta va acționa în concordanță cu ele, cu atât pericolul apariției dezechilibrelor scade (Mac, 1980b). Autorul citat notează în continuare că, neglijarea raporturilor și armoniilor naturale, dimpotrivă, conduce la puternice dezechilibre, de factură antropică, cu efecte negative pentru societate.

De asemenea, toate activitățile antropice din depresiune s-au suprapus peste un fond geomorfologic cu potențial ridicat de declanșare a proceselor geomorfologice.

Efectul intervenției antropice, asupra reliefului, a crescut pe măsura schimbărilor, care au avut loc în evoluția societății. S-a trecut astfel de la intervenții modeste, din timpul când omul era mai degrabă vânător și culegător, la intervenții radicale asupra reliefului, pe măsură ce acesta a devenit agricultor și industriaș. În același timp, conștientizând cele întâmplate la adresa reliefului, pentru limitarea lor, omul a devenit cercetător, propunând soluții, sub forma prevenirii și combaterii proceselor geomorfologice induse antropic.

CAPITOLUL 7

TENDINȚE ÎN EVOLUȚIA RELIEFULUI DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Cunoașterea detaliată a reliefului din depresiune, sub aspectul genezei și evoluției, permite stabilirea unor direcții viitoare ale dezvoltării lui, chiar dacă acest demers este unul cu caracter prezumtiv.

Pentru ajungerea la configurația actuală a reliefului, suprafața depresiunii, începând cu ultima exondare, a fost supusă modelării prin intermediul unei game variate de procese, condiționate de stările geomorfologice existente de-a lungul timpului. Astfel, cu deosebire pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului și Holocenului agenții și procesele geomorfologice au suferit variații semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice, precum și a intervenției antropice. Înseamnă că în Depresiunea Transilvaniei, o dată inițiată dezvoltarea reliefului, ea a continuat cu agenți, procese și mecanisme noi, de fiecare dată când a avut loc schimbarea condițiilor geomorfologice, dar pe vechile tipare ale formelor rămase de la modelarea anterioară. S-a ajuns treptat ca noile procese să-și imprime propriile direcții de lucru, aspect care a determinat, ca formele vechi să fie supuse unei acțiuni de adaptare prin transformare (Mac, 1972), în funcție de starea calitativă a noului domeniu de modelare.

Dintre procesele geomorfologice care au acționat în trecut și care au generat forme de relief specifice, ce dăinuie și prezent, dar care nu se mai manifestă în actualele condiții, se remarcă cele din Pleistocen și Holocenul inferior. Este vorba de procesele geomorfologice determinate de condițiile periglaciare: îngheț-dezghețul apei din substrat în prezența permafrostului, solifluxiunea, căderile de claste, alunecările de teren de tip glimee, deraziunea etc.

O dată cu trecerea de la condiții geomorfologice periglaciare la cele temperate, începând din Holocen, are loc continuarea modelării substratului prin intermediul proceselor geomorfologice considerate actuale: procese de albie, procese de scurgere a apei pe versant, procese de deplasare în masă, procese carstice, procese asociate vulcanilor noroioși, procese geomorfologice antropice etc.

Neuniformitatea substratului a determinat ca manifestarea proceselor geomorfologice actuale să difere în funcție de tipul versanților, de litologie, precum și de modul de utilizare al terenurilor. Diferențieri semnificative sunt introduse de pantă, atât la nivelul versanților, cât și al albiilor. În acest sens dinamica proceselor geomorfologice este mai accentuată pe fronturile de cuestă și versanții cu valori mari ale declivității, comparativ cu suprafețele cvasistructurale și versanții puțin înclinați.

La fel se întâmplă și în cazul albiilor; cele prevăzute cu praguri structurale și repezișuri, elemente ce le sporesc panta pe sectoare restrânse, sunt caracterizate de eroziunea fluvială, în timp ce albiile alcătuite din nisipuri și pietrișuri sunt de obicei caracterizate de valori reduse ale pantei și acumulări de aluviuni.

Atât din cele precizate pe scurt mai sus, cât și în extenso în capitolele 5 și 6, se remarcă, în prezent, existența a două secțiuni active procesual: prima este reprezentată de albii, iar cea de-a doua de versanți (uneori doar anumite unități morfologice și funcționale). Albiile, sub aspect procesual, sunt caracterizate de o dinamică ce variază de la un sector la altul, predominând totuși eroziunea, la nivelul paturilor aluviale și a malurilor concave, în timp ce la malurile convexe are loc acumularea. La rândul lor, versanții sunt modelați îndeosebi de procese din categoria deplasărilor în masă și a eroziunii apei prin curenți concentrați. Dintre unitățile morfologice și funcționale a acestora, cea mai afectată, până în prezent de procese geomorfologice, este unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer. De obicei, ea este poziționată, cu unele excepții, în partea mediană sau superioară a lor. În depresiune, diferențele de la o unitate morfostructurală la alta, sunt determinate atât de prezența unor orizonturi de roci cu duritate superioară, care apar în profilul versanților, cât și de dinamica proceselor trecute și actuale, în condiții de uniformitate litologică.

În urma unei evoluții îndelungate a reliefului, s-a ajuns în majoritatea cazurilor, ca cele două secțiuni active procesual să nu se influențeze în mod direct. Acest fapt este determinat de predominarea relațiilor morfodinamice de non-conlucrare dintre albii și versanți. La o astfel de situație s-a ajuns pe măsură ce între albii și versanți s-a interpus o fâșie de teren de tipul luncilor, teraselor fluviale sau glacisurilor, condiții în care evoluția versanților a devenit independentă de adâncirea râurilor, dobândind o totală autonomie (Jakab, 1979a). Alături de văile principale (în care s-au format lunci și terase extinse), umplerea masivă a celor de ordine inferioare (ceea ce a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și o diferențiere între procesele care se desfășoară în albia râurilor și pe versanți), a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciului Weichselian sau Würm (Pendea, 2005).

Din cele precizate anterior este lesne de înțeles, că modelarea fluvială a determinat o eroziune semnificativă a substratului, în urma căreia a rezultat un relief fluvial complex, alcătuit dintr-o alternanță de văi și culmi interfluviale, între care se înregistrează diferențe altitudinale cuprinse îndeosebi între 200 și 300 m.

În urma cercetărilor efectuate, pentru anumite subunități morfostructurale a Depresiunii Transilvaniei, folosind metoda curbelor hipsometrice procentuale (Sandu, 1998), s-au obținut valori ale ratei de denudare cu prinse între 10 și 50 mm/10³, pentru bazine hidrografice din Depresiunile Sibiu (Poplaca 10 mm/10³, Valea Stupului 10 mm/10³ și Sărata 10 mm/10³), Săliște (Cerna Voda 10 mm/10³ și

Magului $20 \text{ mm}/10^3$) și Apold (Răhău $10 \text{ mm}/10^3$, Caselor $20 \text{ mm}/10^3$, Reciu $30 \text{ mm}/10^3$ Amnaș $40 \text{ mm}/10^3$ și Aciliu $50 \text{ mm}/10^3$). Aceeași metodă a fost aplicată și pentru bazinul hidrografic Hârtibaciu (Grecu, 1992).

Diferențele înregistrate între bazinele din depresiunile Sibiu, Săliște și Apold au fost puse pe seama stadiului de evoluție diferit al reliefului (Sandu, 1998). O dată cu formarea lor, râurile din Depresiunea Apold și-au intensificat acțiunea de eroziune și transport, din cauza raportării la nivelul de bază, în ușoară coborâre, al Mureșului, unde și rata de denudare este de peste $30 \text{ mm}/10^3$ ani, în timp ce râurile din depresiunile Săliștei și Sibiului s-au adâncit mai puțin, datorită nivelului de bază mai stabil al Oltului, fapt reflectat și de dinamica procesele de eroziune și transport, concretizată prin valori mai mici ale volumelor de material îndepărtat (Sandu, 1998).

Din cele notate deja este lesne de înțeles că modelarea substratului din Depresiunea Transilvaniei este un proces complex, care pornind de la situația actuală, caracterizată de prezența mai multor generații de forme de relief, va continua, într-o manieră specifică, transilvăneană, și în viitor.

Continuarea evoluției reliefului are la bază următoarele premise: relieful existent, altitudinea medie, predominarea rocilor friabile în substrat, mișcările tectonice și neotectonice, variația condițiilor climatice, prezența componentei antropice și a activităților pe care le desfășoară etc.

Relieful existent prin parametri săi morfologici și morfometrici, caracterizat de o altitudine medie de 475 m, indică existența unui câmp favorabil, pentru ca morfogeneza să continue la același nivel ca în prezent, atât timp cât se mențin actualele condiții climatice și de utilizare a terenurilor. Alături de altitudinea medie a depresiunii, merită aduse în discuție și altitudinile maximă (1.080 m în Vârful Bichiș, la nord-vest de Sovata) și minimă (181 m – în albia Someșului, la Jibou), care prin valorile lor indică un teritoriu suficient de suspendat, față de nivelul zero al mării, considerat nivelul la care se raportează râurile transilvane, pentru ca modelarea fluvială să continue. Potențialul morfogenetic este susținut și de nivelurile de bază locale diferite, la care se raportează cele patru râuri care drenează depresiunea: Someșul, Oltul, Mureșul și Crișul Repede.

Predominarea rocilor friabile, de tipul argilelor, marnelor, nisipurilor etc., în componența substratului, reprezintă, alături de utilizarea terenurilor, desfășurată pe fondul actualelor condiții climatice, principala variabilă, care direcționează evoluția reliefului, atât la nivel de detaliu, în timp scurt, cât și la modul general, la scara timpului geologic.

O importanță deosebită, în evoluția viitoare a reliefului din depresiune, o au mișcările tectonice și neotectonice. Sub acest aspect, Depresiunea Transilvaniei este antrenată și ea, cu până la 2 mm/an (Geografia României, I, 1983), de mișcările tectonice, de semn pozitiv, ce se înregistrează în Munții Carpați. Valorile diferă de la o unitate morfostructurală la alta, în funcție de distanța față de catenele Munților

Carpați, antrenate diferit pe verticală: 4 – 5 mm/an în aria cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, 2 – 3 mm/an pentru blocurile cristaline ale Carpaților meridionali și 1 – 2 mm/an în Munții Apuseni (Geografia României, I, 1983). Aceste mișcări nu reprezintă altceva decât manifestarea unei faze tardive a orogenezei alpine (Posea et al., 1974). De asemenea, la nivel local, mai precis în aria cutelor diapire, efectul tectonic al sării, probabil încă se mai face simțit și determină instabilitate la nivelul versanților (Irimuş, 1998).

Evoluția reliefului, în condițiile enumerate mai sus, se leagă de cele două secțiuni active procesual, existente în prezent pe suprafața depresiunii: albiile și versanții.

În cadrul **albiilor**, procesele de eroziune, transport și acumulare vor continua practic modelarea care are loc în prezent. Acest aspect este cel mai ușor de urmărit și anticipat în cazul albiilor râurilor principale (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieu, Almaș, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), unde pe fondul scăderii debitului solid și chiar a celui lichid (în condițiile unei diminuări a cantităților medii multianuale de precipitații), procesul de meandrare va diminua în continuare, așa cum se întâmplă încă din Holocenul Mediu, iar albiile se vor îndrepta. Unul dintre efectele principale ale acestui proces v-a fi incizia și mai evidentă a luncii actuale, inclusiv pe anumite sectoare, unde ea este întârziată, cum este cel al Mureșului cuprins între Teiuș și Alba Iulia. În continuare, dacă condițiile o vor permite, pe măsură ce incizia luncii actuale se finalizează, se va trece la dezvoltarea unei noi albie majore (o nouă etapă protoaluvială), care ulterior prin aluvionare (etapă de agradare – posibil cu albie despletită) și o nouă incizie (pe fondul existenței procesului de meandrare – inițial intens apoi în diminuare), să treacă în condiția unei lunci noi, în timp ce lunca actuală se va înscrie, în mod firesc, în categoria teraselor propriu-zise. Cea mai evidentă tendință, în acest sens, se poate observa, încă de pe acum, pentru unele râuri din nord-vestul depresiunii, cum sunt Brâglezul, Almașul și Agrijul (afluenți de stânga ai Someșului). În cazul lor se remarcă, alături de procesele de adâncire la nivelul patului aluvial, și o eroziune evidentă la maluri, care pe alocuri determină, pe fondul lărgirii albiei majore, degradarea luncii actuale și reducerea ei la fragmente, care pe măsura unei noi incizii, vor trece în categoria teraselor propriu-zise (Roșian, 2011). Trebuie menționat, că această schemă cronologică se bazează exclusiv pe evoluția anterioară, motiv pentru care doza ei de subiectivitate este ridicată.

Comparativ cu albiile râurilor principale, în cele ale râurilor secundare, probabil, procesul esențial va fi cel de eroziune la maluri și în patul aluvial, pe fondul unor acumulări locale, ca o continuare a situației actuale, când tendința este de atingere unui echilibru dinamic, dictat de nivelul de bază local și general.

Dacă până acum referirile s-au făcut la albiile care evoluează în regim natural, cu totul alta este situația în cazul albiilor amenajate antropic. De exemplu, pe sectoarele de râu consolidate și îndiguite, așa cum este în cazul Someșului Mic, între

Gilău și Sănnicoara, dar și în cazul altor râuri, în lipsa unei eroziuni laterale, există posibilitatea ca albiile să se adâncească în paturile aluviale, ca rezultat al consumului de energie în exces (Feier, 2010). Totuși, și în astfel de cazuri, conform autoarei citate, la un moment dat, când scurgerea iese de sub influența lucrărilor hidrotehnice, prin adâncire sub nivelul de consolidare a malurilor, râul va avea tendința să revină, pe cât posibil, la caracterul său natural.

În același timp, referitor la dinamica albiilor râurilor, nu trebuie uitat că o parte din materialele, care ar fi trebuit să ajungă în sectoarele inferioare ale râurilor, vor rămâne în lacurile de acumulare actuale și în cele care se vor construi în viitor sau vor fi exploatate ca balast, fapt ce contribuie la sporirea inciziei albiilor.

Pe suprafața **versanților** evoluția reliefului v-a continua prin intermediul celor două mari categorii de procese care le sunt specifice: scurgerea apei și deplasările în masă.

Scurgerea apei pe suprafața versanților, a determinat, o dată cu creșterea intervenției antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor, apariția unor forme de relief tipice, reprezentate îndeosebi prin rigole, ogașe, ravene și torenți. Cu toate că ele nu constituiau o trăsătură specifică, modelării versanților în timpul Holocenului transilvan (Pendea, 2005), au devenit cu timpul forme de relief prezente, pe majoritatea suprafețelor înclinate, utilizate ca arabil sau pășune. Fără nicio îndoială ele sunt forme de relief induse antropic, a căror dezvoltare cu siguranță v-a lua amploare în viitor, dacă se mențin actualele practici de utilizare a terenurilor.

Deplasările în masă, reprezentate de rostogoliri, surpări, alunecări de teren, pseudosolifluxiune, creep etc. vor continua probabil, în aceeași manieră ca și în prezent, atât timp cât modul și optica de utilizare a terenurilor rămân neschimbate.

De exemplu, în cazul alunecărilor, dacă la începutul Holocenului ele erau legate de particularitățile substratului (înghețat sau în curs de dezghețare, datorită condițiilor periglaciare) și erau reprezentate prin cele de tip glimee (profunzime, suprafețe mari, număr redus situri, adică de ordinul sutelor), ulterior pe măsura intervenției antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor, ele au început să fie reprezentate de cele în brazde, lenticulare și de tip curgere (caracterizate de adâncime mică, suprafață redusă și număr mare de situri – de ordinul miilor).

Având în vedere timpul scurt de la schimbarea modului de utilizare a terenului, în sensul că doar în câteva secole s-a trecut de la predominarea suprafețelor ocupate de pădure, la predominarea celor ocupate de fâneată, pășune și teren arabil, consider, că răspunsul substratului, la o asemenea intervenție antropică, nu a fost dat încă complet, chiar cu posibilitatea ca apogeul, cel puțin în ceea ce privește declanșarea alunecărilor de teren să nu fi fost atins. Cu alte cuvinte, răspunsul la modul de utilizare a terenurilor nu este încă în totalitate exprimat în morfologie.

Înseamnă că se va asista în continuare la retragerea versanților, prin intermediul alunecărilor de teren, îndeosebi în partea mediană și superioară. Imposibilitatea

evacuării materialelor, reprezentate de către corpurile de alunecare, va determina acumularea lor la partea inferioară a versanților și la contactul cu terasele sau lunca, sub formă de glacisuri.

Datorită proceselor geomorfologice, care au loc pe versanți, îndeosebi la partea mediană și superioară a acestora, tendința evolutivă v-a fi spre intersecția suprafețelor, situate de o parte și de alta a unui interfluvii, ceea ce înseamnă printre altele reducerea volumului reliefului situat peste anumite valori altitudinale relative, în conformitate cu situația existentă în fiecare culoar de vale. În același timp prin acumularea materialelor dislocate, la baza versanților, va crește volumul reliefului situat sub anumite valori altitudinale relative locale. Cu siguranța, o parte din materialele mobilizate, de către procesele care au loc pe suprafața versanților, vor fi transportate în albiile râurilor și de aici mai departe, în afara spațiului depresionar, continuând complexul proces de eroziune fluvială, început o dată cu exondarea depresiunii.

În condițiile în care, rata de eroziune, probabil, este mai redusă decât cea de înălțare, pe fondul adâncirii râurilor, se va ajunge la creșterea altitudinilor relative dintre albiile și interfluvii, aspect care va întreține un potențial crescut pentru desfășurarea eroziunii. Cu toate acestea nu trebuie omis faptul că suprafețele tampon dintre albiile și versanți, de tipul luncilor, teraselor și glacisurilor vor fi tot mai extinse, fapt care, la fel de probabil, v-a determina anularea acestui potențial.

Dinamică proceselor geomorfologice, din secțiunile active, va fi cu siguranță influențată în viitor și de tendința de creștere a cantităților de precipitațiilor abundente în 24 de ore (Argheș et al., 2011; Roșca et al., 2016), pe fondul scăderii cantităților medii anuale de precipitații, asociată modificărilor climatice preconizate să continue. Ceea ce nu se știe însă este cum vor influența modificările climatice dinamica proceselor geomorfologice și care va fi răspunsul concret, exprimat morfologic, al substratului la acestea.

În același timp, indiferent că vorbim de albiile sau de versanți, nu trebuie neglijată intervenția antropică, cea în urma căreia vor rezulta forme de relief specifice, reprezentate la fel ca în prezent de: goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee, aterisamente, ramblee, diguri, halde, iazuri de decantare, terasamente, agrotase etc.

Nu trebuie să uităm că omul poate interveni și în direcția stabilizării terenurilor, acțiuni care în viitor, pe măsura conștientizării situației la care s-a ajuns, datorită eroziunii, și a unor posibilități tehnice adecvate, pot remedia efectele activităților de despădurire și deștelenire a terenurilor.

Astfel, dintre factorii care au direcționat morfogeneza din depresiune, într-o manieră specifică, încă de la începutul Holocenului se remarcă climatul și omul, ei având în general o acțiune contrară (Pendea, 2005). Climatul a avut tendința să frâneze dinamica accelerată a Pleistocenului superior, prin intermediul unei vegetații

forestiere, care acoperea majoritatea versanților, menținând o torențialitate în general incompletă, și reluări ale proceselor de alunecare, produse la sfârșitul Pleistocenului.

Omul, prin influența sa crescândă, mai ales începând cu Neoliticul, a distrus pe alocuri echilibrul morfodinamic al versantului, prin depășirea unor praguri de stabilitate (Pendea, 2005), fapt ce a determinat accelerarea unor procese geomorfologice, care se desfășurau în condiții naturale, specifice Holocenului. Este astfel practic imposibil de precizat, atât pentru trecut, când au avut loc debutul și intensificarea activităților antropice în depresiune, cât și în viitor, proporția participării factorilor naturali și antropici în morfogeneză.

Tocmai din acest motiv și de acum înainte este greu de anticipat participarea fiecărui tip de factor, natural sau antropic, în modelarea reliefului. Pentru că atât omul (prin împăduriri și lucrări de îmbunătățiri funciare), cât și climatul (prin cantități suficiente de precipitații, distribuite uniform și temperaturi prielnice), dacă favorizează instalarea vegetației forestiere și formarea unor orizonturi de sol profunde, pot contribui în mod semnificativ la stabilitatea terenurilor. În același timp, aceeași doi factori, prin continuarea acțiunilor de defrișare și desțelenite a vegetației, respectiv prin creșterea neuniformității cantităților de precipitații și a variațiilor de temperatură, vor determina și induce, în continuare, procese geomorfologice care sporesc instabilitatea terenurilor și apariția de noi forme, prin intermediul cărora relieful evoluează, spre noi stări de echilibru dinamic, exprimate morfologic.

CONCLUZII

Localizarea Depresiunii Transilvaniei, la interiorul Arcului Carpat, a influențat într-o manieră proprie formarea reliefului său. Prin raportare la munții și insulele cristaline care o înconjoară, devine evidentă una dintre principalele sale caracteristici, și anume cea de depresiune intracarpatică. Ea este delimitată de toate cele trei catene carpatice, precum și de către insulele cristaline din nord-vest: Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca și Dealul Dumbrava.

În partea estică, dintre subunitățile Carpaților Orientali, cu care vine în contact se remarcă: Munții Țibleșului, Munții Rodnei, Munții Bârgăului, Munții Căliman, Munții Gurghiului, Munții Harghita și Munții Perșani. În partea sudică se extinde până la: Munții Făgăraș, Munții Lotrului, Munții Cindrel și Munții Șureanu (subunități ale Carpaților Meridionali). Pe flancul vestic este delimitată de Munții Apuseni, care datorită particularităților evolutive, oferă un traseu mult mai neregulat al limitei, dat în special de către extremitățile răsăritene a Munților Trascău, Muntele Mare, Munții Gilău, Munții Vlădeasa și Munții Meseș.

Depresiunea, astfel delimitată, ocupă o suprafață de 24.651 km² ceea ce reprezintă 10,3% din suprafața României. Ea este drenată de către râuri aparținând bazinelor hidrografice Someș, Mureș și Olt, la care se adaugă cele din bazinului superior al Crișului Repede.

Cu toate că în prezent, limitele Depresiunii Transilvaniei se suprapun unor denivelări morfologice, a căror valoare depășește în multe cazuri 500 – 1.000 m, înainte și în momentul schițării acesteia situația era cu totul alta. Este elocvent, în acest sens, modul în care se prezintă litologia formațiunilor mezozoice, atât în perimetrul bazinului tectonic al Transilvaniei, cât și în rama carpatică. La rândul său, fundamentul precretacic superior, al depresiunii, apare la suprafață în unitățile înconjurătoare, în timp ce marginile cuvetei au caracterul unor ingresiuni, pe un relief aflat în scufundare (Irimuș, 1998), aspect evidențiat și de către procesele de eroziune care s-au desfășurat după aceea.

Ca extensiune, depresiunea tectonică a Transilvaniei, se suprapune mai mult sau mai puțin perfect celei morfologice. Nici sub raport fizico-geografic și morfologic, ea nu corespunde însă cu unitatea tectonică, a cărei extensiune a fost inițial mult mai mare. Aceasta deoarece, lanțul vulcanic, format în neogen în partea sa estică, a determinat trecerea unei fâșii, din suprafața tectonică propriu-zisă, în domeniul montan al Carpaților Orientali, unde se regăsește sub forma lanțului vulcanic Oaș-Gutâi-Țibleș-Căliman-Gurghiu-Harghita.

Limitele primordiale ale Depresiunii Transilvaniei, față de unitatea montană înconjurătoare, au fost prin urmare de natură tectonică, ele conturând primele relații

spațiale cu catenele carpatice. Raporturile morfologice, între cele două unități, au fost întreținute de schimburi energetice și de masă „care au condiționat un transfer carpatic în cadrul spațiului depresionar bazinal” (Irimuş, 2006, p. 110). Practic, catenele montane antrenate ulterior într-o mişcare de ridicare, au furnizat materialul necesar formării depozitelor sedimentare neogene din depresiune.

Pe măsura evoluției reliefului, contactul dintre Depresiunea Transilvaniei și Munții Carpați a ajuns să fie bine exprimat morfologic, datorită individualizării unor unități de tranziție, cu caractere structurale și geomorfologice proprii (Popescu, 1990), de tipul dealurilor și depresiunilor submontane. În funcție scara la care sunt abordate, relațiile spațiale dintre depresiune și munte sunt complexe și se definesc prin raporturi tectono-structurale, morfologice, morfohidrografice, biopedogeografice și morfo-antropice.

Unități morfostructurale. Cu toate că raportată la unitatea montană, care o delimitează, Transilvania este o depresiune, sub aspect geomorfologic ea nu reprezintă un spațiu uniform, motiv pentru care se pot delimita numeroase unități și subunități morfostructurale. Se deosebesc în acest sens două unități majore: **Podișul Transilvaniei** și **Dealurile și Depresiunile Submontane**; dintre acestea, cea care dă nota de specificitate este Podișul Transilvaniei.

S-a ajuns astfel, ca în urma unei evoluții complexe, în Depresiunea Transilvaniei, să existe un relief concentric, care înclină și descrește altitudinal spre partea centrală, reprezentat de: Dealurile și Depresiunile Submontane (mai înalte), Podișul Transilvaniei (mai coborât altitudinal), iar în interiorul acestuia, teritoriile din vecinătatea văilor mari îmbracă forma de dealuri și coline (Morariu et al. 1980).

Podișul Transilvaniei cuprinde partea centrală a depresiunii. Denumirea de podiș vine de la morfologia de ansamblu a unor unități morfostructurale ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna Gârbou) și Podișului Târnavelor (Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor etc.). Caracterul de podiș este conferit și de modul cum sunt dispuse depresiunile, de la contactul cu muntele, și culoarele văilor interioare, care sunt mult adâncite sub nivelul suprafețelor interfluviale. Acest fapt le conferă celor din urmă „un caracter de relativă suspendare, adică de podiș” (Morariu et al, 1980, p. 2).

La nivelul Podișului Transilvaniei există deosebiri evidente, între morfologia diverselor subunități, din cauza unei evoluții complexe, care a determinat ca morfologia inițială, de podiș, să fie estompată pe suprafețe considerabile. De exemplu, teritoriul cuprins între Someșuri și Târnava Mică, datorită prezenței nivelului de bază coborât al Mureșului, a evoluat sub aspect morfologic, până la stadiul de dealuri sau coline (Morariu et al., 1980); comparativ cu această situație, între Târnava Mică și Olt, precum și la nord de cele două Someșuri, morfologia de podiș este mult mai bine conservată (Morariu et al., 1980).

Pornind de la aceste argumente, în cadrul Podișului Transilvaniei se pot delimita trei unități morfostructurale: Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor, caracterizate de o morfologie distinctă, rezultată îndeosebi în urma adaptării râurilor la structură și litologie, adaptare care a dictat ulterior și evoluția versanților. Din cauza neuniformității morfologice, care le caracterizează, fiecare din cele trei unități prezintă numeroase subdiviziuni: Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Ciceului, Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna-Gârbou (pentru Podișul Someșan), Câmpia Someșană și Câmpia Mureșană (pentru Câmpia Transilvaniei), Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului și Podișul Secașelor (pentru Podișul Târnavelor).

Dealurile și Depresiunile Submontane sunt dispuse concentric, aproape continuu, în jurul Podișului Transilvaniei și se extind până la limita cu Munții Carpați și Jugul Intracarpatic. Comparativ cu Podișul Transilvaniei, ele au în majoritatea cazurilor și caracteristici comune cu grupele montane, cu care se învecinează; această afirmație este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălțimi și caracteristici montane - Dealul Bichiș (1.080 m), Dealul Șiclod (1.028 m), Dealul Firtuș (1.060 m) - , cât și pentru Depresiunile Submontane, care sunt influențate de prezența muntelui din apropiere (de exemplu Depresiunea Săliște și Depresiunea Praid-Sovata). În componența lor intră preponderent unități deluroase (cu deosebire în partea estică și vestică) și depresionare (în partea sudică și nordică).

În cadrul lor se remarcă următoarele subunități: Depresiunea Târgu-Lăpuș, Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Sibiului, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda – Alba Iulia, Podișul Măhăcești, Masivul Feleacului, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Podișul Pâniceni, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș – Agrij.

Urmărirea principalelor diviziuni și subdiviziuni, relevă că, ele au o morfologie diversă și complexă, rezultată în urma unei evoluții îndelungate. Comparativ cu partea centrală a depresiunii (Podișul Transilvaniei), care este mai uniformă, Dealurile și Depresiunile Submontane sunt mult mai diverse, în condițiile în care diferitele sale subdiviziuni sunt influențate direct de prezența Munților Carpați.

Evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei a început în Cretacicul superior, prin scufundarea neuniformă a uscatului existent, după ce au fost puse în loc elementele structurale din Carpații Orientali, Munții Apuseni și din fundamentul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Bazinul Transilvaniei se suprapune în mare parte cu bazinul sedimentar episutural, care s-a format în urma scufundării unui bloc litosferic cristalino-mezozoic, începând din Cretacicul superior și continuând până în Pliocen (Dumitrescu, 1962; Săndulescu și Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally și Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). El a primit denumirea de Blocul Transilvan și se caracterizează printr-un comportament tectonic semi-autonom în cadrul

domeniului Carpato-Panonic, fapt susținut de proprietățile geofizice și morfologice pe care le prezintă (Sanders et al., 2002).

Procesul de sedimentare și tectonica au fost influențate de evoluția lanțului carpatic, care prin ridicarea suferită la sfârșitul Sarmațianului, a determinat crearea unui bazin de sedimentare închis (Krézsek, 2005), fără legături cu mările de la exterior.

Din **Paleozoic** datează cele mai vechi formațiuni geologice interceptate în fundamentul Bazinului Transilvaniei. Sub aspectul vârstei aparțin Permianului inferior și apar îndeosebi sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998).

Dacă la începutul Mezozoicului, în **Triasic**, erau în continuare prezente condiții continentale, pe suprafața teritoriilor ocupate, de viitorul orogen carpatic, cel care urma să cuprindă și Bazinul Transilvaniei, spre sfârșitul acestuia și începutul Jurascului, uscatul respectiv suferă un proces de fragmentare, numeroasele blocuri rezultate scufundându-se sub nivelul suprafeței mărilor sud-est europene (Ciupagea et al., 1970). Pe teritoriul României, procesul de fragmentare a scoarței continentale va determina implicit deschiderea riftului transilvan (tethysian).

Odată cu începutul **Cretacicului** debutează ciclul compresiv al Orogenului Carpatic, pe fondul inițierii procesului de subducție și a închiderii teritoriilor oceanice, care se ulterior se va încheia cu tectogenezele moldavice din Sarmațian, prin definitivarea structurii majore a acestuia (Săndulescu, 1984). La începutul Cretacicului superior are loc o transgresiune marină semnificativă, datorită mișcărilor de coborâre, care au avut loc în Cenomanian, ce persistă până spre sfârșitul Cretacicului, când începe tectogeneza laramică (Mutihac, 1990). Mișcările din cadrul ei vor definitiva, în mare măsură, ansamblurile structurale inițiate în faza austriacă, afectând inclusiv Transilvanidele (Balintoni, 1997).

La sfârșitul Cretacicului superior, concomitent cu procesul de subducție și acțiunea compresivă aferentă, în anumite sectoare interne ale Orogenului Carpatic s-a produs o distensie, care a generat bazinele molasice post-tectonice, așa cum este Bazinul Transilvaniei (Săndulescu, 1984). Ulterior ele vor fi invadate de apele marine, care vor favoriza acumularea de sedimente, în cantități considerabile, provenite din materialul clastic rezultat în urma ridicării lanțului carpatic (Ciupagea et al., 1970; Huisman et al., 1997; Ciulavu et al., 2002). În continuare, la limita dintre Cretacic și Paleogen are loc o compresie, ce determină inversarea sistemelor de rifturi senoniene (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001), proces care ridică compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei deasupra nivelului mării (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Godefroit, 2008).

La nivelul Neozoicului, continuă procesul de exondare a teritoriilor, ce intră în componența Bazinului Transilvaniei, doar că acesta nu este unul continuu, existând și intervale de revenire a apelor, sub forma unor transgresiuni.

În **Paleogen** are loc o puternică eroziune, a uscatului carpatic post-laramic și ale unor porțiuni ale fundamentului Bazinului Transilvaniei, realizată de către agenții externi (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001). Tot în această perioadă, în intervalul cuprins între Paleocen și Eocen s-au produs o serie de transgresiuni și regresii marine, care au cauzat o succesiune de depozite continental-marine de vârstă paleocen-eocenă (Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Dica, 2005). În Eocen sedimentația marină se reia și în compartimentul nordic al Bazinului Transilvan, fapt ilustrat de succesiunea formată din cicluri transgresive-regresive marine-continente (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs și Arnaud-Vannau, 2004).

În **Neogen** din cauza relativei izolări a Bazinului Transilvaniei, de celelalte bazine tectonice, are loc intensificarea proceselor de sedimentare (Sanders et al., 2002), bazate pe materiale provenite din unitățile montane înconjurătoare, fapt ce contribuie la umplerea lui. Tot în timpul Neogenului, mai precis în Miocenul superior (intervalul Pannonian - Pontian) are loc încheierea procesului de sedimentare marină din Bazinul Transilvaniei (Ciupagea et al., 1970; Krézsek și Filipescu, 2005).

La sfârșitul Neogenului și începutul **Cuaternarului**, odată cu ridicarea în bloc a Munților Carpați are loc și ridicarea Bazinului Transilvaniei, eveniment care determină ca apele marine din acesta, să se dreneze spre teritoriile, mai joase, exterioare Carpaților.

În aceste condiții, definitivarea configurației bazinului a avut loc însă doar în Pliocenul Superior – Cuaternar, ca urmare a mișcărilor de ridicare generală a Munților Carpați, cele care au dat și configurația actuală și unităților înconjurătoare (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

Structura geologică a Bazinului Transilvaniei. Evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei, a determinat existența a două categorii de elemente structogenice: Fundamentul pre-cretacic superior (în categoria căruia intră roci metamorfice, magmatice și sedimentare, care au o structură sub formă de pânză de șariaj) și Cuvertura sedimentară (reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, dar care nu au fost deranjate tectonic, sub formă de pânze de șariaj sau cutări majore, altele decât culele diapire și domurile gazeifere).

Fundamentul Bazinului Transilvaniei. Cunoașterea acestuia a fost posibilă doar indirect, în condițiile în care numărul forajelor, care au reușit să-l străpungă, pentru a intercepta formațiuni aparținând Permianului, Triasicului, Jurasicului și Cretacicului inferior, este redus. Prin analogie cu rocile care află în lanțul carpatic, se consideră că sub formațiunile permo-mezozoice, interceptate în foraje, există roci cristaline, care sunt de fapt extensii ale celor carpatice, ce se regăsesc în prezent în fundamentul bazinului, datorită subsidenței de mare amploare, pe care el a înregistrat-o îndeosebi pe parcursul Neozoicului. Rocile cristaline din fundament

sunt acoperite de depozite sedimentare puternic deformate, care, conform datelor cunoscute până în prezent, aparțin intervalului Permian - Cretacic inferior și sunt reprezentate în special prin calcare, argile, gresii și conglomerate (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei. Datorită atât neregularităților fundamentului cristalin, afectat de numeroase falii, care delimitează zone ridicate și depresionare, cât și mișcărilor pe verticală, care au avut loc o dată cu formarea depozitelor, umplutura sedimentară a bazinului, prezintă diferențe accentuate de la un compartiment la altul (Matei, 1983).

Caracteristicile sedimentelor și evoluția tectonică au permis divizarea succesiunii sedimentare a cuverturii, din bazin, în patru megasecvențe tectono-stratigrafice (Krézsek, 2005): Cretacic superior (are loc depunerea megasecvenței senoniene în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale, generate de colapsul orogenului mezo-cretacic), Paleogen - Miocen bazal (la modul general este dominat de o sedimentare relativ constantă, dar cu o rată scăzută, în care pot fi remarcate câteva reactivări compresionale minore ale unor sisteme de falii Cretacic superioare; pentru partea nord-vestică a bazinului se remarcă existența unei alternanțe de condiții de sedimentare, continental și maritim, care vor imprima caracteristici specifice depozitelor), Miocen inferior (caracterizat de prezența formațiunilor de facies continental, marin, precum și de tranziție, ele apărând la zi, îndeosebi în partea nord-vestică a bazinului) și Miocen mediu-superior (are loc continuarea sedimentării prin depunerea conglomeratelor fan-deltaice și depozitelor de facies marin cu orizonturi de tuf, apoi a formațiunii cu evaporite, în cadrul căreia se remarcă sarea, peste care urmează apoi întreaga suită de formațiuni geologice de vârstă sarmatiană și panoniană, în care predomină sunt marnele, argilele, nisipurile, gresii, dispuse în alternanță și prevăzute inclusiv cu intercalații de tufuri).

Alături de formațiunile depuse în cadrul celor patru megasecvențe tectono-stratigrafice, pe alocuri, în Bazinul Transilvaniei, au mai avut loc și alte depuneri, între care se remarcă: tufurile calco-alkaline, depuse în timpul Pliocenului datorită erupțiilor vulcanice bazaltice, din partea superioară a acestuia (Krézsek, 2005), aglomeratele vulcanice andezitice, rezultate în urma erupțiilor care au avut loc în lanțul vulcanic Căliman-Gurghiu-Harghita, începând de la sfârșitul Pannonianului și până în Pleistocen (Mac, 1972), depozitele fluviale de luncă și terasă, precum și cele la baza versanților acumulate în Cuaternar.

Formarea și evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei. După retragerea apelor panoniene, întreaga Depresiunea a Transilvaniei rămâne exondată definitiv și debutează procesul modelării, prin intermediul agenților și proceselor exogene. Ridicarea deasupra nivelului mării nu s-a făcut simultan și integral în tot spațiul depresionar. Îndeosebi în Dealurile și Depresiunile Submontane și în partea nord-vestică a depresiunii, suprafețele de teren au fost exondate definitiv mai de

timpuriu (Sarmațian), fapt care le-a permis astfel să intre mai devreme sub incidența proceselor geomorfologice subaeriene.

La sfârșitul Pannonianului, după exondare, teritoriul depresiunii avea aspectul unei câmpii înalte, fluvio-marine și fluvio-lacustre în partea sa centrală și sud-estică, în timp ce în partea nordică se păstrau resturi ale unor suprafețe exondate anterior (Geografia României, III, 1987), care aveau deja o morfologie specifică, rezultată în urma unei modelări subaeriene. Pe alocuri, în Dealurile Bistriței și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, suprafețele exondate în Sarmațian și Pannonian au fost ulterior fosilizate de depozite mai noi, cum sunt aglomeratele vulcanice, rezultate în urma erupțiilor, care au avut loc în Carpații Orientali.

Pe suprafața proaspăt exondată, orientarea generală a rețelei hidrografice din depresiune, de la est spre vest, este conformă cu proveniența și cu direcția de transport a sedimentelor pliocene, precum și cu panta reliefului inițial, prea puțin ondulat, apărut după retragerea apelor (Ciupagea et al., 1970).

Suprafața inițială a depresiunii prezenta o cădere continuă începând din est, de unde provenea marea majoritate a sedimentelor pliocene, spre două direcții: spre nord-vest și spre sud-est (Ciupagea et al., 1970). După sursa citată, direcțiile respective au fost determinate de cele două porți de evacuare a apelor spre Depresiunea Panonică, și anume poarta Someșului și defileul Mureșului. Această situație este datorată ridicărilor semnificative, ce au avut loc în Carpații Orientali, care chiar dacă s-au ridicat cel mai mult, comparativ cu Meridionali, nu sunt cei mai înalți, deoarece sunt alcătuiți predominant din roci relativ puțin consolidate, specifice molasei miocene, care se extindea pe suprafețe extinse în cadrul lor (Ciupagea et al., 1970).

Se explică astfel de ce, râurile din prima generație, și anume Oltul, Hârtibaciul, cele două Târnave, Mureșul și cele două Someșuri, și-au păstrat până în prezent, pe cea mai mare parte din traseul lor, caracterul inițial de văi consecvente, atribut pe care l-au pierdut numai în unele sectoare restrânse (Ciupagea et al., 1970), datorită evoluției locale ulterioare.

Rețeaua de văi formată imediat după exondare, datorită suprafeței inițiale, relativ uniforme, pe care s-a instalat, aveau o configurație în plan mult mai simplă, raportat la cea actuală. Ea era formată inițial, mai mult din cursuri cu caracter subsecvent, dispuse paralel spre partea centrală și spre vest (Ciupagea et al., 1970). Râurile provenite din unitatea montană, se adaptează astfel liniilor de cea mai mare pantă, denivelărilor morfologice, contactelor litologice și structurale specifice suprafeței primordiale, încercând să se organizeze pe bazine hidrografice.

Abia ulterior, conform autorilor citați, această rețea, îndepărtând depozitele pliocene de pe suprafețe extinse și intrând în sedimente mai vechi, caracterizate de o tectonică rupturală, cu atât mai intensă cu cât depozitele traversate erau mai vechi, a suferit numeroase transformări, până la configurația actuală, una destul de

complexă pe alocuri, îndeosebi datorită adaptării la structură (cute diapire, brahianticlinale, domuri etc.).

Diversificarea și complicarea rețelei hidrografice, la care se adaugă drenarea ei, spre exteriorul depresiunii, ceea ce înseamnă remanieri semnificative, și spre alte direcții cardinale, decât cea vestică, așa cum este în cazul celei din bazinul Oltului, care merge spre sud, a determinat transformarea suprafeței inițiale, într-una cu aspect deluros, pe alocuri chiar colinar, caracterizată de existența unei alternanțe de văi, străjuite de versanți și interfluvii înguste sau rotunjite, prevăzute cu martori de eroziune petrografici și structurali.

Legat de formarea și evoluția rețelei de văi, cea în urma căreia a rezultat relieful fluvial din Depresiunea Transilvaniei, este și geneza interfluviilor, în condițiile în care ele sunt considerate suprafețele de teren care separă văile. Interfluviile majore nu sunt altceva decât porțiuni din suprafața inițială a depresiunii, orientate spațial după direcția curgerii râurilor principale.

La configurația și modul de dispunere a interfluviilor actuale au contribuit alături de evoluția rețelei hidrografice și procesele geomorfologice derulate pe suprafața versanților, care nu de puține ori au determinat intersecția acestora, caz în care interfluviile au fost reduse la creste de intersecție. În aceste condiții s-a ajuns ca altitudinea medie a interfluviilor să scadă, în general dinspre marginile depresiunii spre partea centrală.

Formarea și evoluția reliefului din depresiune, deși a fost una continuă, poate fi totuși diferențiată în etape, în funcție de direcțiile principale pe care le-a urmat:

- etapa suprafeței primordiale, proaspăt exodate;
- etapa formării rețelei principale de râuri și stabilizarea lor pe actualele trasee;
- etapa formării reliefului fluvial (adâncirea râurilor, individualizarea interfluviilor, formarea versanților, a teraselor și a luncilor) și a evidențierii reliefului structural și petrografic;
- etapa formării reliefului de detaliu din albii și de la nivelul versanților, pe fondul actualelor condiții de modelare, specifice climatului temperat și a intervenției antropice.

Prin dezvoltarea culoarelor de vale, în detrimentul suprafeței primordiale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Târgu Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlahă, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij), a început treptat detașarea depresiunii de munte, context în care nu mai există o continuitate a interfluviilor majore care vin din spațiul montan cu cele din depresiune. Excepția fac doar câteva sectoare, dintre care se remacă cel din nordul depresiunii de la contactul dintre Munții Rodnei și Țibleșului cu Podișul Someșan (Dealurile Năsăudului și Dealurile Ciceului). Chiar și în acest caz, la ieșirea râurilor din munte, văile lor prezintă largri, sub formă de bazine de depresiune de

contact (Telciu, Parva și Sângeorz-Băi), legate între ele prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat și compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, față de culmile sudice ale munților. Practic și în acest caz tendița este aceeași, și anume cea de separare a depresiunii de munte.

Cele menționate constituie suficiente argumente în favoarea unei evoluții complexe și îndelungate a reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, începând de la ultima exondare și până în prezent. Cu toate că inițial fragmentarea suprafeței primordiale a depresiunii a avut loc la contactul cu muntele, ulterior prin dezvoltarea rețelei hidrografice, noile suprafețe de teren apărute de sub apele mărilor erau și ele fragmentate și compartimentate. S-a ajuns astfel la actuala fizionomie și etajare a formelor de relief, începând de la albi, lunci și terase, până la versanți și interfluvii.

Procesele geomorfologice din Depresiunea Transilvaniei. Formele de relief generate, prin caracteristicile lor, fixează în peisajul oricărui teritoriu tipul și caracterul proceselor geomorfologice, în desfășurarea lor cronologică. Această afirmație este valabilă și pentru spațiul depresionar, unde o dată cu exondarea de sub apele mărilor, cu deosebire pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului și Holocenului condițiile, agenții și procesele geomorfologice au suferit variații semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice, precum și a intervenției antropice.

Relieful din depresiune este pe de o parte rezultatul manifestării proceselor geomorfologice actuale, iar pe de alta a celor din Pleistocen și de la începutul Holocenului (cu referire principală la procesele geomorfologice periglaciare).

Procesele geomorfologice actuale sunt cele care se manifestă sub auspiciile actualelor condiții și stări geomorfologice.

Dintre procesele, care în actualele condiții își aduc aportul la formarea și evoluția formelor de relief, din Depresiunea Transilvaniei, se remarcă: procesele de albie (eroziune, transport și acumulare fluvială), procesele de versant (pluviudenudarea, denudarea peliculară, scurgerea prin curenți concentrați, surpări, prăbușiri, tasare, alunecări de teren, curgeri noroioase, creep etc.), procesele carstice, procesele asociate vulcanilor noroiși și procesele geomorfologice antropice (excavare, transport, depunere, nivelare și compactare).

Existența unui relief de ansamblu divers, reprezentat de atât de depresiuni, cât și de unități deluroase, chiar cu aspect de măgură sau masiv, determină diferențieri ale morfodinamicii din depresiune. Aceasta se caracterizează, pe alocuri, printr-o mare intensitate, densitate și diversitate, ca efect a interferării majorității factorilor ce favorizează declanșarea și menținerea acestora: roci friabile, relief fragmentat, declivitate medie spre mare, acoperire redusă cu vegetație forestieră, variații în regimul precipitațiilor, activități antropice etc.

În aceste condiții se pot deosebi trei sectoare caracterizate de o dinamică procesuală specifică: interfluviile (cu intensitate mai redusă a proceselor de tipul

pluviodenudării și denudării peliculare), versanții (cu o intensitate crescută a proceselor din categoria deplasărilor materiale și a eroziunii apei prin curenți concentrați) și albiile râurilor (cu o dinamică care variază de la un sector la altul, predominând totuși eroziunea, la nivelul paturilor aluviale și a malurilor, iar acumularea la malurile convexe).

Procesele geomorfologice periglaciare. Instalarea condițiilor periglaciare pentru latitudini temperate, așa cum este și în cazul Depresiunii Transilvaniei, se leagă de existența calotelor glaciare cuaternare din Emisfera Nordică, care în perioadele de maximă extensiune se situau, cu limita lor sudică, la doar câteva sute de kilometri de aceasta. În consecință pentru teritoriile colinare și deluroase, specifice latitudinilor temperate, are loc o accelerare a eroziunii fluviale și a proceselor de versant.

Prezența condițiilor specifice domeniului de modelare periglaciara se soldează, în Depresiunea Transilvaniei, cu apariția permafrostului.

Cu toate că sub aspect termic erau întrunite condițiile unui permafrost continuu, mărturiile din teren (pene de gheață) nu argumentează existența acestuia în ultimul glaciara (Pendea, 2005). Această afirmație este susținută de faptul că în depresiune toate criostructurile puse în evidență în depozite glacio-sensibile - în special depozite de terasă - sunt din categoria involuțiilor și a crioturbațiilor ondulatorii (Posea, 1958; Coteț, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), penele de gheață tipice lipsind, inclusiv în unitățile morfostructurale mai înalte și reci ale depresiunii, cum ar fi Podișul Hârtibaciului. Absența aproape totală a structurilor de pene de gheață și prezența pe scară largă a crioturbațiilor și involuțiilor periglaciare plasează Depresiunea Transilvaniei în zona permafrostului discontinuu (Pendea, 2005).

În categoria proceselor geomorfologice periglaciare, care au acționat în depresiune, se remarcă: procesele de îngheț al apei din substrat (se formează crioturbații și termocarst), procesele de solifluxiune, procesele de masă rapide (căderi de claste), procese de alunecare de teren masive, procesele de deraziune, procesele torențiale și fluviația periglaciara.

Cu toate că modelarea periglaciara nu a fost una generalizată, majoritatea unităților morfologice și funcționale a versanților nu au rămas în afara acțiunii sale, practic toate câmpurile morfologice actuale - de eroziune sau acumulare - fiind creația mai mult sau mai puțin evidentă a acesteia (Pendea, 2005).

Procesele geomorfologice, care au avut loc în Depresiunea Transilvaniei, au stat atât la baza sculptării formelor de relief majore, și aici mă refer la relieful structural (fronturi de cuestă, suprafețe structurale, văi structurale, anticlinale, sinclinale, domuri etc.), cât și a celui de detaliu, și anume, formele de relief a căror dinamică este evidentă în prezent (maluri de albie, ravene, alunecări de teren etc.).

Se poate concluziona că, prin desfășurarea de-a lungul timpului a întregii suite de procese și mecanisme, la nivelul substratului din depresiune, relieful, odată apărut, a devenit persistent și s-a diversificat. Practic fiecare formă de relief reprezintă doar o secvență, din evoluția depresiunii, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent și viitor.

Tipurile de relief din Depresiunea Transilvaniei. Relieful depresiunii este înainte de toate unul structural și petrografic, fiind abia apoi unul procesual, determinat de procesele geomorfologice din trecut, precum și de cele actuale (fluviale și antropice).

Relieful structural. Formele de relief cu afinitate structurală sunt rezultatul manifestării proceselor geomorfologice, la adresa diverselor tipuri de structuri, existente în depresiune: monoclinale, boltite, cutate, diapire, orizontale, vulcanice etc.

Inițierea genezei reliefului structural a început o dată cu retragerea apelor și apariția la zi a unei suprafețe slab undulată, ce înclina de la est spre vest. Pe această suprafață, considerată primordială, urmărind liniile de retragere a apelor marine și lacustre, s-a instalat rețeaua hidrografică principală, care inițial era mult mai simplă și avea un caracter consecvent (Josan, 1979). Abia odată cu adâncirea în formațiunile geologice, existente la zi, a început adaptarea la structură, proces soldat pe de o parte cu complicarea fizionomiei în plan a rețelei de văi, la nivel de afluenți de ordine inferioare, iar pe de alta cu evidențierea reliefului structural.

Relieful structurilor monoclinale, prin extensiune și particularități, constituie una din nota de specificitate a multor unități morfostructurale ale depresiunii: Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Depresiunea Lăpuș, Dealurile Bistriței, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

În categoria formelor de relief, tipice structurilor monoclinale, se remarcă văile (consecvente, obsecvente, subsecvente și resecvente) și cuestele, considerate ca forme majore. Alături de acestea se întâlnesc și forme de detaliu de tipul teraselor structurale, polițelor, taluzurilor, martorilor structurali etc. Prezența structurilor monoclinale a determinat, ca toate suprafețele care înclină în același sens cu straturile, să aibă valori reduse ale declivității (așa cum este în cazul suprafețelor structurale), iar cele care înclină contrar să fie abrupte (de exemplu, fronturile de cuestă).

Relieful structurilor boltite. Acestea s-au format în urma depunerii unor formațiuni sedimentare peste un fundament rigid, prevăzut cu ondulații, creându-se astfel structuri de mular (Mac, 1979), care ulterior au fost probabil afectate de mișcări tectonice. Structurile în cauză au fost puse în evidență de către rețeaua hidrografică, care se grezează la început pe flancurile domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformitățile litologice existente, să ajungă în partea centrală a acestuia și să-l străpungă. Prin urmare, în partea centrală a structurii se formează o excavație înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980b), cu aspect depresionar. Inițial

se dezvoltă butoniere incipiente, care de obicei corespund cu sectoarele de obârșie a văilor, de unde și denumirea de butoniere de obârșie; ele sunt rezultatul înaintării regresive a torenților în flancul domului. În cadrul butonierelor, pe straturile alcătuite din roci mai dure, se pot păstra martori de eroziune. Butoniera poate fi drenată într-o singură direcție (butoniera de la Leghia) sau în mai multe.

Dintre formele de relief specifice structurilor boltite se remarcă: butoniere, fronturi de cuestă, suprafețe structurale, brâie structurale, culmi sub formă de dom, martori de eroziune etc. Ele sunt răspândite îndeosebi în: Podișul Păniceni (la Leghia, Nadășu, Bica, Dretea, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănășturu Românesc, Văleni etc.) și Depresiunea Huedin (la Călățele).

Relieful structurilor cutate. Adaptarea rețelei de văi la structurile cutate, la care s-a adăugat și manifestarea altor procese geomorfologice, a determinat geneza unei game variate și diverse de forme de relief: culmi anticlinale, văi sinclinale, butoniere de anticlinal, valea de anticlinal, sinclinalul suspendat, creste de intersecție, clisuri etc. Dintre unitățile morfostructurale, în care relieful pe structuri cutate se impune în relief, se remarcă Podișul Someșan (Culmea Breaza, anticlinalul Rus - Dăbăcenii – Frâncenii de Piatră – Baba, anticlinalele și sinclinalele din Dealurile Ciceului și Năsăudului) și Depresiunea Lăpuș.

Relieful structurilor diapire. În urma proceselor diapire, determinate de sarea din depresiune, au rezultat două tipuri principale de structuri - cute diapire și domuri – la care se adaugă structurile de tip brahianticlinal.

Cutele diapire au fost intersectate în procesul de adâncire al rețelei hidrografice, astfel încât, cursurile principale (Someșurile, Mureșul, Târnavele și Hârtibaciul) primesc în sectoarele de intersectare a lor caracterele de văi transversale, anterioare ori epigenetice (Irimuș, 1998). Gradul de adaptabilitate ori inadaptabilitate la liniile tectonice diapire este demonstrat prin prezența următoarelor tipuri de văi: transversale (Someșul Mare, Someșul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secașul Mare), longitudinale (Meleșului, Florilor, Gădălinului), în diagonală (Mureș, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Visa, Batinului, Fizeșului, Ungurașului, Ticuș), mixte.

Formate în urma unor procese tectonice complexe, scoaterea în evidență, sub aspect morfologic, a domurilor a avut loc o dată cu adaptarea rețelei de văi la structura lor. Aceasta a devenit inelară și semiinelară pe structurile de domuri, respectiv centripetă și convergentă pentru sinclinalele dintre acestea.

Adaptarea rețelei hidrografice, la structură, a avut loc prin eroziune regresivă, de la periferia domurilor spre partea axială. S-a ajuns astfel ca obârșiile văilor din partea centrală a domurilor să prezinte fronturi de cuestă semicirculare, așa cum se întâmplă în cazul Văii Mărului în domul Tăuni, a pârâului Valea Sărată în domul Delenii, sau a rețelei radiare de pe domurile Bazna, Filitelnic și Bogata (Geografia României, I, 1983). În situația în care acțiunea rețelei hidrografice a fost mai

eficientă s-a ajuns la traversarea domurilor, iar fronturile de cuestă rezultate sunt dispuse față în față, după cum se întâmplă în situația domurilor Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie etc.

Cele mai expresive forme de relief, rezultate în urma modelării structurilor de tip dom și brahianticlinal, sunt astfel fronturile de cuestă și suprafețele structurale.

Relieful structural format pe domuri și cute diapire se remarcă în următoarele unități morfostructurale: Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, Depresiunea Făgăraș, Podișul Măhăceni etc.

Relieful altor structuri. Alături de structurile care dau un relief specific pe suprafețe extinse, în Depresiunea Transilvaniei, mai există și alte structuri, care local se impun printr-un relief aparte. În categoria lor se includ: structurile orizontale, structurile magmato-vulcanice și structurile vulcanilor noroioși.

Relieful petrografic. Cu toate că pe întreaga suprafață a depresiunii, fie la zi, fie sub orizontul de sol, există roci foarte diverse, doar pe alocuri relieful este în totalitate unul petrografic, în adevăratul sens al cuvântului. În rest, natura petrografică a substratului este mai puțin implicată direct în morfologie, prioritate având relieful structural și cel format în urma dinamicii proceselor geomorfologice actuale, care la rândul lor sunt influențate și de tipul și modul de dispunere a rocilor.

Diversitatea reliefului petrografic din depresiune, nu trebuie privită doar ca o simplă condiționare venită dinspre rocă. Ea trebuie coroborată și cu plurivalența proceselor geomorfologice, a căror acțiune și intensitate este condiționată atât de proprietățile fizico-chimice ale rocilor, cât și de variația condițiilor climatice, care, în unele etape de evoluție, au favorizat un anume tip de modelare (Posea et al., 1974).

Astfel, formațiunile cimentate și mai dure ale paleogenului, din nord-vestul depresiunii (calcarele formațiunii de Căpuș, de Mortănușa, de Viștea, de Cluj, de Hoia de Mera etc.), au contribuit la menținerea unor fronturi structurale bine individualizate (Pendea, 2005), la baza cărora depozitele de versant s-au acumulat sub forma unor glacisuri. La rândul lor, formațiunile mai friabile, în alcătuirea cărora predomină argilele și marnele, au favorizat procese de versant din categoria alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, soldate cu tot atâtea tipuri de forme de relief, la geneza cărora petrografia a avut o contribuție esențială, atât în condițiile periglaciare, specifice Cuaternarului, cât și condițiile actuale, alimentate energetic de intervenția antropică.

Și în acest caz, natura foarte diversă a rocilor a constituit un element de bază în definirea trăsăturilor reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Practic diversitatea petrografică este cea care introduce diferențieri ale morfologiei la nivel de detaliu, condimentând parcă relieful, în sensul că la prima vedere nu ne-am aștepta să întâlnim relief carstic (inclusiv pe sare) sau relief dat de roci magmato-vulcanice, într-o unitate teritorială în care predomină depozitele sedimentare de cuvătă.

Prezența unui relief petrografic susținut de argile, marne, gresii, conglomerate, calcare, sare, roci magmato-vulcanice, și caracterizat de existența unor forme de tipul abrupturilor, coloanelor, turnurilor, acelor, piramidelor coafate, babelor, cheilor, lapiezurilor, dolinelor, peșterilor etc., este cel care dă, de cele mai multe ori, o anumită personalitate geomorfologică locurilor transilvănene.

Relieful fluvial. Cu toate că anterior am menționat că relieful din depresiune este unul structural și petrografic, rețeaua hidrografică și procesele geomorfologice, care o însoțesc, sunt cele care au scos în evidență structura, modelând-o fluvial.

În cadrul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează pe de o parte pe suprafața versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, iar pe de alta la nivelul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei.

În urma acestei simple împărțiri a modului de realizare a scurgerii, se desprinde ideea că, în cadrul reliefului fluvial depresionar, există două categorii distincte de forme și procese geomorfologice: cele ale versanților și cele ale albiilor actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele). Referitor la întâietatea uneia sau al alteia, din cele două categorii, cu siguranță albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele de lucru o dată cu modificarea condițiilor geomorfologice. Această afirmație se bazează pe faptul că, versanții, prezenți de o parte și de alta a unei albie, au rezultat în urma adâncirii acesteia, în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el.

La rândul lor, versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și albie, evoluează fie dependent de ele, când acestea îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de ele prin intermediul unor glacisuri, terase sau lunci. Suprafețele considerabile ocupate de versanți, în cadrul reliefului fluvial, caracteristicile lor morfometrice și substratul, de cele mai multe ori friabil, susține dezvoltarea la nivelul lor a unor forme și procese geomorfologice specifice. Ele se împart în două categorii: cele datorate scurgerii apei pe versant și cele rezultate în urma deplasărilor în masă.

Diversitatea morfologică, sub care se prezintă versanții, îngreunează stabilirea unor tipuri exacte de evoluție a lor în depresiune. Cu toate acestea un număr restrâns de autori (Jakab, 1979a; Josan, 1979; Mac, 1980a; Irimuş, 1998; Sandu, 1998; Pendea, 2005 etc.), în lucrările lor, pornind de la cele două modele fundamentale de evoluție a versanților, teșirea (în sensul Powell, 1875; Davis, 1902) și retragerea sau reculul (în sensul Penk, 1924; Bryan, 1940), la nivel de mecanisme și tendințe discrete de evoluție, au propus mai multe tipuri de evoluție: evoluție prin retragere, evoluție prin acumulare, evoluție prin aplatizare-teșire, evoluție prin refragmentare (sau fragmentare), evoluție prin retragere și refragmentare, evoluție prin teșire și retragere, evoluția versanților cu terase și agroterase etc.

Versanții împreună cu albia limitrofă alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul își manifestă acțiunea. Ea este o formă de relief rezultată în urma unui proces evolutiv îndelungat, fapt care-i permite o dezvoltare complexă în profil longitudinal și transversal. În profil longitudinal se deosebește un sector superior, unul mijlociu și unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele și versanții.

Principala caracteristică a văilor din depresiune este asimetria. Ea este mai evidentă la văile principale, comparativ cu cele ordine inferioare, fiind în același timp și rezultatul vizibil al adâncirii râurilor în depozitele monoclinale sau cutate din depresiune. Practic cu cât un râu s-a adâncit mai mult, pentru a forma o vale, cu atât el a evidențiat mai mult structura, de unde și asimetria respectivă.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanților, teraselor și a luncilor, este rezultatul unei evoluții recente, întregită actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune areală și liniară desfășurate pe suprafețe înclinate.

Dezvoltarea unor culoare de vale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda-Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc.) a permis treptat, detașarea depresiunii de munte și individualizarea ei ca unitate morfostructurală.

Prezența văilor, prin intermediul cărora a fost fragmentată suprafața primordială a depresiunii, într-o succesiune de interfluvii și culoare de vale, este cea care conferă, la urma urmei, caracterul deluros al spațiului depresionar. Acest aspect este oglindit în apelativul de DEALURI, pe care l-au primit majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii.

Relieful antropic. În cuprinsul depresiunii activitățile antropice au condiționat morfologia substratului sub cel puțin două aspecte: crearea intenționată a unor forme de relief și acțiuni directe sau indirecte, asupra proceselor geomorfologice specifice altor agenți, influențându-le dinamica, iar legat de aceasta este și morfologia rezultată.

Cu toate că omul acționează de mii de ani asupra scoarței terestre din depresiune, peisajele geomorfologice antropice au început să își facă simțită prezența abia în ultimii 250 de ani, când pe fondul exploziei demografice a început prelucrarea agricolă pe suprafețe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, trasarea căilor de comunicații moderne, extinderea vetrelor de așezări etc.

Pornind de la tipurile de procese geomorfologice antropice, principalele forme de relief sunt: cele generate de excavări (goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee etc.), de depuneri de materiale (aterisamente, ramblee, diguri, halde de steril, iazuri de decantare, depozite de deșeuri etc.), de nivelare și de compactare (terasamente), la care se adaugă apoi cele induse de diverse alte activități antropice.

Dintre acestea, cele care influențează dinamica altor procese geomorfologice și induc o morfologie specifică se remarcă: despăduririle, destelenirile și aratul terenului, îmbunătățirile funciare, regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice, exploatarea balastului, activitățile industriale, apariția și extinderea așezărilor, dezvoltarea căilor de comunicații etc.

Din momentul în care componenta antropică intervine, asupra reliefului unui teritoriu, modelarea în regim natural este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). În urma intervenției omului, spațiul depresionar a primit o nouă dimensiune, prin funcția agro-industrială dobândită, fapt reflectat și în peisajele geomorfologice transilvănene (Irimuş, 1998).

Tendințe în evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Cunoașterea detaliată a reliefului actual din depresiune, sub aspectul genezei și evoluției, permite stabilirea unor direcții viitoare ale dezvoltării lui, chiar dacă acest lucru este unul cu caracter prezumtiv. Continuarea evoluției reliefului are la bază următoarele premise: relieful existent, altitudinea medie, predominarea rocilor friabile în substrat, variația condițiilor climatice, prezența componentei antropice și a activităților pe care le desfășoară etc.

În condițiile enumerate mai sus, evoluția reliefului se leagă de cele două secțiuni active procesual existente în prezent: albiile și versanții.

La nivel albiilor, procesele de eroziune, transport și acumulare vor continua practic modelarea care are loc în prezent. Acest fapt este cel mai ușor de urmărit și anticipat în cazul albiilor râurilor principale (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieu, Almaș, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), unde pe fondul scăderii debitului solid și chiar a celui lichid (în condițiile unei diminuări a cantităților medii multianuale de precipitații), procesul de meandrare va diminua în continuare, așa cum se întâmplă încă din Holocenul Mediu, iar albiile se vor îndrepta. Unul dintre efectele principale ale acestui proces v-a fi incizia și mai evidentă a luncii actuale, inclusiv pe anumite sectoare, unde ea este întârziată, cum este cel al Mureșului cuprins între Teiuș și Alba Iulia. În continuare, dacă condițiile o vor permite, pe măsură ce incizia luncii actuale se finalizează, se va trece la dezvoltarea unei noi alpii majore (o nouă etapă protoaluvială), care ulterior prin aluvionare (etapă de agradare – posibil cu albăie despletită) și o nouă incizie (pe fondul existenței procesului de meandrare – inițial intens apoi în diminuare), să treacă în condiția unei lunci noi, în timp ce lunca actuală se va înscrie, în mod firesc, în categoria teraselor propriu-zise. Trebuie menționat, că această schemă cronologică se bazează exclusiv pe evoluția anterioară, motiv pentru care doza ei de subiectivitate este ridicată.

Pe suprafața versanților evoluția reliefului v-a continua prin intermediul celor două mari categorii de procese care le sunt specifice: scurgerea apei și deplasările în masă.

Aceste procese vor determina în continuare retragerea versanților, îndeosebi în partea mediană și superioară a lor. Imposibilitatea evacuării materialelor, reprezentate de către corpurile de alunecare, va determina acumularea lor la partea inferioară a versanților și la contactul cu terasele sau lunca, sub formă de glacisuri.

Datorită proceselor geomorfologice, care au loc pe versanți, îndeosebi la partea mediană și superioară a acestora, tendința evolutivă v-a fi spre intersecția suprafețelor, situate de o parte și de alta a unui interfluviu, ceea ce înseamnă printre altele reducerea volumului reliefului situat peste anumite valori altitudinale relative, în conformitate cu situația din fiecare culoar de vale. În același timp prin acumularea materialelor îndepărtate la baza versanților va crește volumul reliefului situat sub anumite valori altitudinale relative. Cu siguranța, o parte din materialele mobilizate, de către procesele care au loc pe suprafața versanților, vor fi transportate în albiile râurilor și de aici mai departe în afara depresiunii, continuând complexul proces de eroziune fluvială început o dată cu exondarea depresiunii.

În același timp, indiferent că vorbim de albii sau de versanți, nu trebuie neglijată intervenția antropică la nivelul lor, cea în urma căreia vor rezulta forme de relief specifice, reprezentate la fel ca în prezent de: goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee, aterisamente, ramblee, diguri, halde, iazuri de decantare, terasamente, agrotetere etc.

Concluzii. În urma celor prezentate, în cadrul acestei lucrări se poate nota la final că, relieful celei mai mari părți a Depresiunii Transilvaniei, este rezultatul modelării fluviale a unui substrat divers structurat și alcătuit din roci variate sub aspect mineralogic. Morfologia de detaliu, a vastei unități depresionare de la interiorul Munților Carpați, a depins astfel de modul în care s-au îmbinat în fiecare moment următoarele elemente: mișcările tectonice, structura, litologia, climatul, vegetația, intervenția antropică etc. Pentru exemplificare îi suficient să ne gândim la relieful din partea vestică a Câmpiei Transilvaniei, care cu toate că la modul general este unul rezultat în urma cutărilor diapire, se caracterizează și prin prezența fronturilor de cuestă, a reliefului litologic, precum și printr-o dinamică accentuată a proceselor geomorfologice actuale, derulate pe suprafețe înclinate de tipul versanților și în albii, ca rezultat al modelării fluviale. Interesant este că evoluția reliefului din depresiune nu se încheie cu actuala morfologie, preconizându-se în viitor continuarea modelării actuale, la parametri dictați de condițiile geomorfologice existente la momentele respective.

SUMMARY

THE RELIEF OF THE TRANSYLVANIAN DEPRESSION

Key words: landform, geomorphology, agent, process, mechanism, relief, morphodynamic, structural and petrographic setting, drainage basin, base level, river bed, meandering, flood plain, terrace, alluvial cone, slope, gully erosion, landslides, creep, erosion, solifluxion, valley, periglacial relief, anthropogenic relief and vulnerability.

Foreword

Every time I read a work, which included among others, the analysis of Transylvanian Depression's relief, I wanted it to be more detailed and to present several aspects, namely, to start from the genesis and evolution, and to cover the types of relief conditioned and generated both by structure and lithology, as well as geomorphological agents. This is the main reason why I wanted to create a book dedicated to this subject.

The relief of the Transylvanian Depression has been addressed over time under various aspects, fact illustrated objectively by the existing scientific literature. In the present work, in order to highlight its complexity, the relief has been approached under numerous aspects, of which the evolutionary and typological one primed.

By relating the Transylvanian space to the mountains surrounding it, one of its main characteristics, namely that of an inter-Carpathian depression, becomes evident. Analyzed in detail, it reveals that it is not a uniform depressive space in morphological aspect, but one intensely fragmented by the hydrographic network. Characterized by a varied fragmentation, by starting from the local characteristics of the relief, a series of morphostructural units and subunits could be delimited. The detailed analysis of their morphology allowed, on the one hand, to distinguish the evolution of the relief, from the emerging, from the ocean water, of depression to the present, and on the other hand to identify the formed relief types.

Details of the mentioned components and their presentation, took place in seven chapters of the book, both evolutionary and typologically.

Initially I wrote the book without giving definitions and explanations of the meaning of the terms used for the name of the geomorphological processes and the relief forms, but later, with the risk of having, at times didactic character, I introduced them to be as accessible to the large public as possible.

Designed and written in this way, the book *The Relief of the Transylvanian Depression* is addressed to both specialists and the general public.

For specialists, the book will constitute on the one hand the most extensive scientific material on the depression's relief, and on the other hand a document that can be challenged or which can be a starting point for new studies, both monographic and subtle ones, like scientific articles. I say this because, the subject of the depression's relief has not been exhausted, nor will it be, as long as the evolution, through geomorphological processes, will not cease. At the same time, through this work, regarding the depression's relief, I hope that this true geomorphological laboratory, how I have named the Transylvanian Depression, will be better known internationally with all the mysteries it holds.

In turn, the general public will find in this book an accessible scientific support in understanding how the relief of the largest depression in the Carpathian Mountains was formed and evolved.

1. Transylvania Depression location and limits

The positioning of the Transylvanian Depression, within the Carpathian Mountains Arc, specifically influenced the formation of its relief. By reporting to the mountains and the crystalline island like hills that surround it, one of its main features, namely that of intracarpal depression, becomes evident. It is bounded by all three Carpathian chains, as well as by the crystalline islands of the northwest: the Dealul Mare Massif, the Preluca Massif and the Dumbrava Hill.

In the eastern part, it comes in contact with the following subunits of the Eastern Carpathians: Tibleș, Rodnei, Bârgăului, Călimani, Gurghiului, Harghita and the Perșani Mountains. In the southern part it extends to: the Făgăraș, Lotrului, Cindrel and Șureanu Mountains (subunits of the Southern Carpathians).

On the western flank it is delimited by the Apuseni Mountains, which due to their evolutionary features, offer a much more irregular boundary, given in particular by the eastern extremities of the Trascău, Muntele Mare, Gilău, Vlădeasa and Meseș Mountains.

The depression, occupies an area of 24,651 km² which represents almost 10.3% of the surface of Romania. It is drained by the rivers belonging to the Olt, Mureș and Someș river basins, to which are added in a small part those from the upper basin of Crișul Repede river.

Although at present, the boundaries of the Transylvanian Depression overlap with morphological differences, whose value in many cases now exceeds 500 - 1,000 m, before and at the time of its formation the situation was quite different. It is sufficient to refer to how the lithology of Mesozoic formations is presented, both in the Transylvania's tectonic basin perimeter and in the Carpathian frame. In turn, the

upper pre-Cretaceous foundation of the depression appears at the surface in the surrounding units, while the margins of the basin have the character of some ingressions on the submerged relief (Irimuş, 1998), an aspect highlighted also by the erosion processes that took place afterwards.

As extension, the tectonic depressional area of Transylvania overlaps more or less perfectly with the morphological one. Regarding the physico-geographical and morphological characteristics, it doesn't correspond to the tectonic unit, whose extension was initially much larger. This is due because, the volcanic chain, formed in Neogene in its eastern part, determined the crossing of a strip from the actual tectonic surface, in the mountainous area of the Eastern Carpathians, where it is found today in the form of the Oaş-Gutâi-Țibleș-Căliman-Gurghiu-Harghita volcanic mountain chain.

The primordial boundaries of the Transylvanian Depression, compared to the surrounding Carpathian unit, were therefore tectonic in nature and shaped the first spatial relationships with the neighboring Carpathian chains. The geomorphological relationships between the two distinct morphostructural units were maintained by energy and mass interactions "*which conditioned a carpathic transfer within the basin's depression area*" (Irimuş, 2006, p. 110). Basically, the mountain chains which were involved in an uplift later, provided the necessary material for the formation of the Neogene sedimentary deposits, specific to the Transylvanian Depression (Roşian, 2011).

As the relief evolves, the contact between the Transylvanian Depression and the Carpathian Mountains has become well expressed morphologically, this was due to the individualization of the transitional units with their own structural and geomorphological characteristics (Popescu, 1990), like sub-mountain hills and depressions. Depending on the scale at which they are analyzed, the spatial relations between the Transylvanian Depression and the Carpathian Mountains are complex and are defined by tectono-structural, morphological, morpho-hydrographic, biopedogeographic and morpho-anthropic relationships.

2. Morphostructural units

Although related to the mountain unit, which outlines it, Transylvania is a depression, from a geomorphological point of view it doesn't represent a uniform space, thus a significant number of morphostructural units and subunits can be delimited. In this respect, two major morphostructural units can be distinguished: the **Transylvanian Plateau** and the **Submountain Hills and Depressions**; of these, the one that gives the specificity of the depression is the Transylvanian Plateau.

Thus, as a result of a complex evolution in the Transylvanian Depression, there is a concentric relief, which inclines and decreases altitudinally towards the

central part: the sub-mountainous hills and depressions are followed by the lower Transylvanian Plateau, and within it, the territories near the wide valleys take the form of smooth hills and mounds (Morariu et al. 1980).

The **Transylvanian Plateau** contains the central part of the depression, and the plateau name derives from the overall morphology of some subunits, the Someșan Plateau (Purcăreț-Boiu Mare Plateau, Cluj and Dej Hills, Șimișna Gârbou Hills) and the Târnava Plateau (Hârtibaciu and Secaș Plateau). The plateau character is conferred also by the way the mountains contact depressions are positioned and the inner valleys corridors are arranged, much lower than the level of the interfluvial surfaces. This fact gives the latter "*a character of relative suspension, that is, of a plateau*" (Morariu et al, 1980, p. 2).

At the level of the Transylvanian Plateau, there are obvious differences between the morphology of the various subunits, due to a complex evolution, which caused the initial morphology of the plateau to be blurred on considerable surfaces. For example, the territory between the Someș and Târnava Mică, due to the presence of the lower erosion level of the Mureș River, it evolved morphologically toward the form of hills or mounds (Morariu et al., 1980); compared to this situation, between the Târnava Mică and Olt rivers, as well as in the north between the two Someș Rivers, the plateau morphology is much better preserved (Morariu et al., 1980).

Based on these considerations, within the Transylvanian Plateau, three morphostructural units can be delimited: Someșan Plateau, Transylvanian Plain and Târnavelor Plateau, characterized by distinct morphology, resulting in particular from the adaptation of the rivers to the structure and lithology, adaptation that subsequently dictated also the evolution of slopes. Due to the morphological nonuniformity that characterizes them, each of the three units has numerous subdivisions: Purcăreț-Boiu Mare Plateau, Ciceu Hills, Breaza Hills, Năsăud Hills, Cluj and Dej Hills, Șimișna-Gârbou Hills (for the Someșan Plateau) Mureș Plain and Someș Plain (for the Transylvania Plain), Târnavei Mici Hills, Hârtibaciu Plateau and Secaș Plateau (for Târnava Plateau).

The **Submountain Hills and Depressions** are arranged concentric, almost continuously, around the Transylvanian Plateau and extend to the limit with the Carpathian Mountains and the Intracarpatic Yoke. Compared to the Transylvanian Plateau, they have in most cases common characteristics with the mountain groups with which they are adjacent; this statement is valid both for the sub-mountain hills, which often have mountain heights and characteristics - Bichiș Hill (1,080 m), Piatra Șiclodu Hill (1,028 m), Firtuș Hill (1,060 m) - and for the sub-mountain depressions, which are influenced by the presence of the nearby mountain (for example the Săliște Depression, the Praid-Sovata Depression). In their composition enter predominantly hilly units, especially in the east and west, and depressions, in the south and north.

Within them the following subunits are noted: Târgu-Lăpuș Depression, Bistrița Hills, East-Transylvanian Hills between Mureș and Olt, Făgăraș Depression, Sibiu Depression, Săliște Depression, Apold Depression, Turda - Alba Iulia Corridor, Măhăcești Plateau, Hășdate – Vlaha Depression, Pâniceni Plateau, Huedin Depression and the Almaș - Agrij Depression.

Analyzing the main divisions and subdivisions of the Transylvanian Depression reveals that they have a diverse and complex morphology, resulting from a long evolution. Compared to the central part of the depression (Transylvanian Plateau), which is more uniform, the Submountain Hills and Depressions are much more diverse, given that their different subdivisions are directly influenced by the presence of the Carpathian Mountains.

3. Geological Evolution and structure of the Transylvanian Basin

The geological evolution of the Transylvanian Basin began in the Upper Cretaceous, by the uneven sinking of the existing land, after the structural elements of the Eastern Carpathians, the Apuseni Mountains and the foundation of the basin were put in place (Ciupagea et al., 1970).

The Transylvanian Basin overlaps largely with the episutural sedimentary basin, which formed after the sinking of a crystalline-mesozoic lithospheric block, starting from the Upper Cretaceous and continued to the Pliocene (Dumitrescu, 1962; Săndulescu and Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally and Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). It was named the Transylvanian Block and is characterized by a semi-autonomous tectonic behavior within the system, fact supported by the geophysical and morphological properties it holds (Sanders et al., 2002).

The sedimentation process and the tectonics of the basin were influenced by the evolution of the Carpathian Mountain chain, which by the rise suffered at the end of the Sarmatian, led to the creation of a closed sedimentation basin (Krézsek, 2005), without connections with the seas from the outside.

From the *Paleozoic* dates the oldest geological formations intercepted in the Transylvanian Basin. In terms of age, they belong to the lower Permian and appear mainly under continental facies (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998).

If at the beginning of the Mesozoic, in the *Triassic*, continental conditions were still present, on the area of the territories occupied by the future Carpathian orogen, the one that was to include the Transylvanian Basin also, towards its end and the beginning of the Jurassic, the respective crust undergoes a fragmentation process and the resulting numerous blocks sink below the level of the southeastern European seas (Ciupagea et al., 1970). On the Romanian territory, the

fragmentation process of the continental crust will implicitly cause the opening of the Transylvanian (Tethysian) rift.

With the beginning of the **Cretaceous**, the compressive cycle of the Carpathian Orogen begins, amid the initiation of the subduction process and the closing of the oceanic territories, which will end later with the Moldovian tectogenesis from the Sarmatian (Săndulescu, 1984). At the beginning of the Upper Cretaceous, a significant marine transgression occurs, due to the descending movements that took place in the Cenomanian, which persist until the end of the Cretaceous, when the laramic tectogenesis begins (Mutihac, 1990). The movements within will largely finalize the structural assemblies initiated in the Austrian phase, affecting including the Transylvanides (Balintoni, 1997).

At the end of the Upper Cretaceous, in conjunction with the subduction process and the corresponding compressive action, in certain internal sectors of the Carpathian Orogeny there was a distension that generated the post-tectonic molasses basins, as it is the Transylvanian Basin (Săndulescu, 1984). Later the post-tectonic molasses basins will be invaded by the marine waters, which will favor the accumulation of sediments, in significant quantities, mainly from the clastic material resulted from the lifting of the Carpathian chain (Ciupagea et al., 1970; Huisman et al., 1997; Ciulavu et al., 2002). Further, at the boundary between the Cretaceous and the Paleogene, a compression occurs, which causes the reversal of the Senonian rift systems (Hosu, 1999; Codrea and Hosu, 2001), a process that raises the northern compartment of the Transylvanian Basin above sea level (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea and Godefroit, 2008).

At the Neozoic level, the emerging process of territories, which form parts of the Transylvanian Basin, continues, except that it is not a continuous one, there are intervals in which the waters returned in the form of transgressions.

In the **Paleogen** there is a strong erosion, of the post-laramatic Carpathian land and of some parts of the Transylvanian Basin fundament, made by external agents (Hosu, 1999; Codrea and Hosu, 2001). Also during this period, in the interval between the Paleocene and the Eocene, a series of marine transgressions and regressions took place, which caused a succession of continental-marine deposits of paleocene-eocene age (Gheerbrant et al., 1999; Codrea and Dica, 2005). In the Eocene the marine sedimentation is also resumed in the northern compartment of the Transylvanian Basin, a fact illustrated by the succession formed by marine-continental transgressive-regressive cycles (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs and Arnaud-Vannau, 2004).

In Neogen due to the relative isolation of the Transylvanian Basin, from the other tectonic basins, the sedimentation processes intensified (Sanders et al., 2002), using materials from the surrounding mountainous units, fact that contributed to its filling. Also, during the Neogene, more precisely in the Upper Miocene (Pannonian

- Pontian interval), the marine sedimentation process in the Transylvanian Basin is completed (Ciupagea et al., 1970; Krézsek and Filipescu, 2005).

At the end of the Neogene and the beginning of the *Quaternary*, with the lifting of the Carpathian Mountains, the Transylvanian Basin is also raised, an event that determines that the marine waters from the basin drain into the lower territories outside the Carpathians.

In these conditions, however, the final configuration of the basin happened only in the Upper Pliocene - Quaternary, as a result of the general rising of the Carpathian Mountains, which gave also the current configuration to the surrounding units (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

The geological structure of the Transylvanian Basin. The geological evolution of the Transylvanian Basin, determined the existence of two categories of structogenic elements: the upper pre-Cretaceous Foundation (in which we find metamorphic, magmatic and sedimentary rocks, which have a thrust fault like structure), and the sedimentary Coverture (represented by sediments deposited towards the top, but which were not tectonically disturbed, in the form of thrust faults or major folds, other than the diapiric folds and gas domes).

Transylvanian Basin Foundation. The knowledge regarding the foundation of the Transylvanian Basin is only possible indirectly, given that the number of drillings that managed to penetrate it, by intercepting the formations belonging to the Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous, are reduced. By analogy with the rocks that emerged in the surrounding Carpathian chain, it is considered that under the permo-mesozoic formations intercepted in the drillings, there are crystalline rocks, which are in fact extensions of the Carpathian ones, which are presently found in the basin's foundation, due to the significant subsidence which the studied territory undergone in particular during the Neozoic. The crystalline rocks of the foundation are covered by strongly deformed sedimentary deposits, which, according to the data known to date, belong to the lower Permian - Cretaceous period and are represented in particular by limestone, clays, sandstones and conglomerates (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Transylvanian Basin Sedimentary Coverture. Due to both the irregularities of the crystalline foundation, affected by numerous faults, which delimit the high and low areas mentioned above, as well as to the vertical movements that occurred together with the formation of the deposits, the sedimentary filling of the basin, present significant differences from one compartment to another (Matei, 1983).

The sediment characteristics and the tectonic evolution allowed the sedimentary succession of the basins Coverture to be divided into four tectono-stratigraphic mega-sequences (Krézsek, 2005): *Upper Cretaceous* (the Senonian mega-sequence sedimentation occurs in extensional-transtensional rift systems, generated by the collapse of the meso-cretaceous orogen), *Paleogene - Miocene*

basal (generally dominated by relatively constant sedimentation, but at a low rate, in which some minor compression reactivations of some Upper Cretaceous fault systems can be observed; for the northwestern part of the basin an alternation of sedimentation conditions is noted, changes between continental and maritime, and this will print specific features to the deposits), *Lower Miocene* (characterized by the presence of continental, marine, as well as transitional facies, they appear today on the surface, especially in the north-western part of the basin) and *middle-upper Miocene* (sedimentation continues by depositing fan-deltaic conglomerates and marine facies deposits with tuff horizons, then come the evaporite formation, between which the salt is noted, over which come the entire suite of geological formations of Sarmatian and Pannonian age, where marl, clays, sands and sandstone predominate and are arranged alternately, including also some tuff intercalations).

Along with the formations deposited within the four tectono-stratigraphic megasegments, sometimes, in the Transylvanian Basin, other sedimentations have also taken place, among which we note: the limestone-alkaline tuffs, deposited during the Pliocene due to the basaltic volcanic eruptions, from the upper part of it (Krézsek, 2005), the andesitic volcanic agglomerates, resulting from the eruptions that occurred in the Căliman-Gurghiu-Harghita volcanic chain, from the end of the Pannonian to the Pleistocene (Mac, 1972), and also the river meadow and terrace deposits, as well as those from the base of the slopes accumulated in the Quaternary.

4. Formation and evolution of the Transylvanian Depression's relief

After the withdrawal of the Pannonian waters, the entire Transylvanian Depression remains permanently above the sea level, and the modeling process begins, through exogenous agents and processes. This process was not simultaneous and complete in the entire area. Particularly in the Submountain Hills and Depressions, and also in the north-western part of the Transylvanian Depression, the land surfaces were definitely earlier in continental facies (Sarmatian) and came under a sub-aerial geomorphological process.

At the end of the Pannonian, after the waters receded, the depression had the appearance of a high plain, fluvio-marine and fluvio-lacustrine in its central and south-eastern part, while in the northern part there were preserved some remnants of previously emerging surfaces (Geografia României, III, 1987), which already had a specific morphology, resulting from sub-aerial modeling. Here and there, in the Bistrița Hills and the East-Transylvanian Hills between the Mures and Olt, the areas emerged in Sarmatian and Pannonian were subsequently fossilized by new deposits, such as volcanic agglomerates, resulting from the eruptions that occurred in the Eastern Carpathians.

On the freshly emerged surface, the general orientation of the hydrographic network in the depression, was from east to west, consistent with the origin and direction of transport of the Pliocene sediments, as well as with the slope of the initial relief, slightly undulating, which appeared after the withdrawal of the sea waters (Ciupagea et al., 1970).

The initial surface of the depression had a continuous descending slope from the east, from where the vast majority of Pliocene sediments came, in two directions: towards the northwest and to the southeast (Ciupagea et al., 1970). According to the mentioned source, the respective directions were determined by the two drainage gates towards the Panonian Depression, namely the Someș gate and the Mureș gorge. This situation is due to the strong rises that took place in the Eastern Carpathians, which, although rose the most, compared to the Southern Carpathians, today are not the highest, this because they are made predominantly of relatively less consolidated rocks, specific to the Miocene molasses, which spreads over extended areas in these mountains (Ciupagea et al., 1970).

This explains why, the rivers of the first generation, namely the Olt, Hârtibaciul, the two Târnave, the Mureș and the two Someș rivers, have preserved to this day, for the most part of their route, the initial character of consequent valleys, character which they lost only in some small sectors (Ciupagea et al., 1970), due to the subsequent local evolution.

The hydrographic network formed immediately after the emergence of the area, due to the relatively uniform initial surface, on which it was installed, had a much simpler configuration, compared to the current one. It was initially formed, mainly from courses with subsequent character, arranged parallel to the central and western side (Ciupagea et al., 1970). The hydrographic network originating from the mountain unit, thus adapts to the highest slope lines, the morphological differences, the lithological and structural contacts specific to the primordial surface, trying to organize in to hydrographic basins.

Only later, according to the cited authors, this network, by removing the Pliocene deposits from extended surfaces and entering older sediments characterized by rupture tectonics, underwent numerous transformations, up to the present configuration, a quite complex one at times, especially due to the adaptation to the structure (diapir folds, brahianticlinals, domes, etc.).

The diversification and complication of the hydrographic network originates also from the drainage towards the outside of the depression, which means significant changes in its flow, towards other cardinal directions than the western one. This can be observed in the case of the Olt basin, which goes south, transforming the initial surface into a hilly one, characterized by the existence of an alternation of valleys guarded by slopes and narrow or rounded interfluves, with petrographic and structural erosion relics.

Linked to the formation and evolution of the hydrographic network, the one that resulted in the fluvial relief of the Transylvanian Depression, is the genesis of the interfluves, given that they are the land surfaces that separate the valleys. The major interfluves are nothing more than portions of the initial surface of the depression, spatially oriented in the flow direction of the main rivers.

For the configuration and spatial arranging of the current interfluves contributed together the evolution of the hydrographic network and the slopes geomorphological processes, which frequently determined the network intersection, in which case the interfluves were reduced to intersection ridges. In these conditions, it was found that the average altitude of the interfluves generally decreased from the edges of the depression towards the central part.

The formation and evolution of the depression's relief, although it was a continuous one, stages can still be differentiated, depending on the main followed directions:

- the stage of the primordial surface, newly emerged from the waters;
- the stage of the main rivers network forming and stabilizing it on the current routes;
- the stage of the fluvial relief formation (deepening of rivers, individualization of the interfluves, formation of slopes, terraces and meadows) and emphasizing of the structural and petrographic relief;
- the stage of the detail relief formation, within the rivers beds and on the slopes, against the background of the present modeling conditions, specific to the temperate climate and the anthropic interventions.

By developing the valley corridors, in the detriment of the primordial surface, reaching the stage of true contact depressions (for example, the Târgu Lăpuș Depression, the Făgăraș Depression, the Săliște Depression, the Apold Depression, the Turda – Alba Iulia Corridor, the Hășdate - Vlaha Depression, Hășdate - Vlaha Depression and Almaș-Agrij Depression etc.) gradually started the separation of the depression from the mountains, so there is no longer a continuity of the interfluves from the mountain to the depression.

5. Geomorphological processes in the Transylvanian Depression

The generated landforms, by their characteristics, fix in the landscape of any territory the type and character of the geomorphological processes, maintaining their chronological development. This statement is also valid for the analyzed depressionary area, where with the emerging from under the sea waters, especially during the Pliocene, Pleistocene and Holocene, conditions, agents and geomorphological processes have undergone significant variations, due to the tectonic rise, climate change, as well as of anthropic intervention.

The relief of the Transylvanian Depression is on the one hand the result of the present geomorphological processes, and on the other of those of the Pleistocene and the beginning of the Holocene (with main reference to the periglacial geomorphological processes).

The present geomorphological processes are those that are manifested under the auspices of the present geomorphological settings and conditions.

Among the geomorphological processes, which in the present conditions bring their contribution to the formation and evolution of the Transylvanian Depression relief we note: riverbed processes (erosion, transport and fluvial accumulation), slope processes (denudation, film denudation, runoff, collapses, subsidence, landslides, muddy flows, creep etc.), karst processes, processes associated with mud volcanoes and anthropogenic geomorphological processes (excavation, transport, deposition, leveling, compaction, etc.).

The existence of a diverse ensemble relief, represented by both depressions and hilly units, determines the differentiations of the morphodynamics in the depression. This is characterized, at times, by high intensity, density and diversity, as an effect of the interference of most factors that favor the triggering and their maintenance: friable rocks, fragmented relief, average slope towards the sea, reduced forest cover, precipitation regime variations, anthropic activities, etc.

In these conditions, we can distinguish three sectors, characterized by a specific dynamic process: interfluves (with lower process intensity like pluvio-denudation and film denudation), *slopes* (with an increased intensity of processes like mass movements and water erosion through concentrated currents) and the riverbeds (with a dynamic that varies from one sector to another, however, erosion predominates in the alluvial beds and the banks, and the accumulation on the convex banks).

Periglacial geomorphological processes. The installation of the periglacial conditions at temperate latitudes, as in the case of the Transylvanian Depression, is linked to the existence of the Quaternary glacial caps in the Northern Hemisphere, which in the maximum extension periods were located with their southern limit, only a few hundred kilometers from the depression. Consequently, for the hilly territories, specific to the temperate latitudes, there is an acceleration of the river erosion and the slope processes.

The presence of periglacial modeling specific conditions results in the emergence of the permafrost in the Transylvanian Depression.

Although under the thermal aspect the conditions of a continuous permafrost were met, the evidences in the field (ice feathers) do not sustain the existence of the continuous permafrost in the last glacial period (Pendea, 2005). This statement is supported by the fact that in the depression all the cryostructures highlighted in ice-sensitive deposits - especially terrace deposits - are in the category of involutions

and undulating cryoburbations (Posea, 1958; Cotet, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), typical ice feathers are missing, including in the higher and colder morphostructural units of the depression, such as the Hârțibaciu Plateau. The almost complete absence of ice feather structures, the widespread presence of cryoburbations and the periglacial involutions places the Transylvanian Depression in the area of discontinuous permafrost (Pendea, 2005).

In the category of periglacial geomorphological processes, which acted on the substrate of the depression, the following must be mentioned: water's freezing processes in the substrate (cryoturbations and thermokarst are formed), the solifluxion processes, quick mass movement processes, massive landslide processes, torrential processes and periglacial fluvial erosion.

Although the periglacial modeling was not a generalized one, most of the morphological and functional slopes units were under its action, practically all the current morphological fields - of erosion or accumulation – are more or less obvious creations of it (Pendea, 2005).

The geomorphological processes that took place in the Transylvanian Depression were both the basis to sculpture the major relief forms, and here we refer to the structural relief (cuesta fronts, structural surfaces, structural valleys, anticlines, synclines, domes, etc.), as well as of the detail one, namely, the relief forms whose dynamics is evident currently (rivers banks, ravines, landslides, etc.).

It can be concluded that, through the time of the entire suite of processes and mechanisms that affected the substrate of the depression, the relief, once it emerged, became persistent and diversified. Virtually every form of relief represents only a sequence, from the depression's relief evolution, in which signs of the past, present and future can be identified.

6. Types of relief from the Transylvania Depression

The relief of the Transylvanian Depression is first of all a structural and petrographic one, being only then a procedural one, determined by the geomorphological processes of the past, as well as the current ones (fluvial and anthropic).

Structural relief. The relief forms with structural affinities are the result of the geomorphological processes manifestation, addressing different types of structures, existing in the depression: monoclinic, vaulted, folded, diapir, horizontal, volcanic, etc.

The structural relief formation started with the withdrawal of the waters and the appearance of a weakly wavy surface inclined from east to west. On this surface, considered primordial, following the withdrawal lines of the marine and lacustrine waters, the main hydrographic network was installed, which was initially much

simpler and had a consequent character (Josan, 1979). Only with the deepening in the surface geological formations, the adaptation to the structure began, a process that resulted on one part in complicating the configuration of the valleys network, at the level of lower tributaries, and on the other, in emphasizing the structural relief.

The monoclinic structures relief, by extension and particularities, represents one of the specificity note of many subunits of the depression: Someșan Plateau, Transylvania Plain, Târnavelor Plateau, Lăpuș Depression, Bistriței Hills, Făgăraș Depression, Almaș-Agrij Depression, etc.

In the category of relief forms specific to the monoclinic structures, we note the valleys (consequent, obsequent, subsequent and resequent) and the cuetas, considered as major forms. Beside these are also found detail forms like structural terraces, shelves, slopes, structural erosion relic etc.

The vaulted structures relief. From the relief forms specific to these structures, for the Transylvanian Depression we notice: buttonholes, cuetas, structural surfaces, structural belts, peaks in the form of domes, erosion relics, etc.; they are mainly spread in the Pâniceni Plateau (at Leghia, Nadășu, Bica, Dretea, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănăsturu Românesc, Văleni etc.) and the Huedin Depression (at Călățele).

The folded structures relief. Adaptation of the hydrographic network to the folded structures of the depression, to which were added also the other geomorphological processes, determined the genesis of a varied and diverse range of relief forms: anticline peaks, synclinal valleys, anticline valleys, suspended syncline, intersection crests, passes, etc. Among the morphostructural units in which the folded structures relief is essential is the Someșan Plateau (Culmea Breaza, the Rus - Dăbâcenii - Frâncenii de Piatră - Baba anticline, the anticline and syncline from the Ciceului and Năsăudului Hills) and the Lăpuș Depression.

The diapir structures relief. Following the diapiring processes determined by the salt from the depression, two main types of structures formed- diapir folds and domes - to which the brahianticlinal structures were added.

The diapir folds from the Transylvanian Depression were intersected by the deepening process of the hydrographic network, so that the main courses (Someș, Mureș, Târnavale, Hârtibaciul) receive at their intersections the characters of transversal, antecedent or epigenetic valleys (Irimuş 1998). The degree of adaptability or maladaptability to the diapir tectonic lines is demonstrated by the presence of the following types of valleys: transverse (Someșul Mare, Someșul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secaşul Mare), longitudinal (Meleşului, Florilor, Gădălinului), diagonal (Mureș, Târnavă Mare, Târnavă Mică, Hârtibaciul, Visa, Batinului, Fizeşului, Unguraşului, Ticuş) and mixed.

Formed as a result of complex tectonic processes, the morphological emphasizing of the domes took place after the adaptation of the hydrographic

network to their structure. It has become angular and semi-angular on the domed structures, respectively centripetal and convergent in the synclines between them.

The adaptation of the hydrographic network to the structure took place through regressive erosion from the periphery of the domes to their axial part. It was this that made the valleys in the central part of the domes to have semicircular *cuestas*, as in the case of the Valea Mărului in the Tăuni dome, the Valea Sărată stream in the Delenii dome, or the radiating river network on the Bazna, Filitelnic and Bogata domes (Geografia României, I, 1983). In the situation where the action of the hydrographic network was more efficient, the domes were crossed, and the resulting *cuestas* are disposed face to face, as is the case of the domes of Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie, etc.

The most expressive relief forms resulting from the modeling of domes and brahianticlinal structures are the *cuestas* and the structural surfaces.

The structural relief formed on domes and diapir folds can be seen in the following morphostructural units: Transylvania Plain, Târnavelor Plateau, Bistrița Hills, East-Transylvanian Hills between Mureș and Olt, Făgăraș Depression, Măhăcești Plateau, etc.

The relief of other structures. Besides the structures that give a specific relief on large areas, in the Transylvanian Depression, there are other structures, which are imposed locally through a specific relief. In their category are included: horizontal structures, magmato-volcanic structures and the structures of mud volcanoes.

Petrographic relief. Although on the entire surface of the depression, at the surface or below the soil horizon, there are various rock types, only at times the relief is entirely petrographic, in the true sense of the word. Otherwise, the petrographic nature of the substrate is less directly involved in the morphology, the priority being held by the structural relief and the one formed following the dynamics of the current geomorphological processes, which in turn are influenced by the type and manner of the rocks arrangement.

From the petrographic relief types, we note the relief formed on clays and marls, the relief formed on sandstone and conglomerates, the karstic relief (formed on limestone and salt) and the relief formed on tuffs. To these can be added other types of rocks, such as volcanic agglomerates, gravels, sands, etc., which indirectly participate in the morphology of the Transylvanian Depression.

Fluvial relief. Although previously mentioned that the relief from the depression is a structural and petrographic one, the hydrographic network and the accompanying geomorphological processes are the ones that have emphasized the structure, by fluvial modeling.

Within the fluvial domain, the drainage of the waters from the precipitations is realized on the one hand at the level of the slopes, where the runoff is actually

initiated, and on the other, at the level of the river valleys, where the drainage from the slope continues and its permanentization takes place.

As a result of this simple division of the runoff types, the idea is emphasized that within the fluvial relief, from the Transylvanian Depression, there are two distinct categories of geomorphological forms and processes, those of the slopes and those of the present or old functional rivers beds (meadows and terraces). Regarding the primacy of one or the other, of the two categories, the river beds are certainly the oldest, even though they have greatly changed their path and mechanisms with the changing geomorphological conditions. This statement is based on the fact that the slopes present on both sides of a river have resulted from its deepening, in accordance with the variation of the base level and the energy provided by it.

In turn, the slopes, considered as connecting surfaces between the interfluvies and the river beds, evolve either dependent on them, when they undermine them, or independently, when they are separated from them by means of glacises, terraces or meadows. The considerable surfaces occupied by the slopes within the fluvial relief, their morphometric characteristics and the often friable substrate, favor the development at their level of specific geomorphological forms and processes. They fall into two main categories: those due to river runoff on the slope and those of a gravitational nature.

The slopes together with the adjacent river bed make up what is known as the river valleys, namely the pattern in which the river manifests its action. It is a form of relief that results from a long evolutionary process, which allows a complex development in longitudinal and transverse profile. In the longitudinal profile, there is a distinction between an upper, a middle and a lower sector, while in the transversal profile we find the minor riverbed, the major riverbed, the meadow, the terraces and the slopes.

The presence of valleys, through which the primordial surface of the depression was fragmented, in a succession of interfluvies and valley corridors, is what gives, after all, the hilly character of the depressions area. This aspect is reflected in the name of DEALURI (hills) received by most of the morphostructural subunits of the depression.

Anthropic relief. Within the depression, the anthropic activities have conditioned the morphology of the substrate under at least two aspects: the deliberate creation of some forms of relief and on the other hand the direct or indirect actions on the specific geomorphological processes of other modelling agents, influencing their dynamics and also the resulting morphology.

Although man has been modelling the Earth's crust from the depression for thousands of years, the anthropic geomorphological landscapes have begun to make their presence felt only in the last 250 years, when amid the demographic explosion, began the agricultural processing on large areas, the extraction/exploitation of

mineral resources, the outlining of modern communication routes, the extension of the settlement hearts, etc.

Starting from the types of anthropomorphic geomorphological processes, the main forms of anthropic relief are: those generated by excavations (mining holes, tunnels, quarries, etc.), material deposits (ditches, dams, tailings dumps, settling ponds, landfills, etc.), leveling and compaction (earthworks), to which are added those induced by various other anthropic activities. Of these, those that influence the dynamics of other geomorphological processes and induce a specific morphology are: deforestation, grubbing and plowing of land, land improvements, water courses regularization and hydrotechnical arrangements, gravel pits, industrial activities, emergence and development of settlements, communication paths etc.

Since the anthropic component interferes on the relief of a territory, the natural regime modeling is replaced by an anthropic one, governed by its own laws (Posea and Cioacă, 2003). After the anthropic intervention, the depression's area has received a new dimension, through the acquired agro-industrial function, fact also reflected in the Transylvanian geomorphological landscapes (Irimuş, 1998).

7. Trends in the evolution of the Transylvanian Depression's relief

The detailed knowledge of the current relief of the depression, from the point of view of genesis and evolution, allows the assessment of future directions in its development, even if it is a speculative one. The relief future evolution is based on the following premises: the existing relief, its average altitude, the predominance of friable rocks in the substrate, the variation of climatic conditions, the presence of the anthropic component and the activities they carry out etc.

In the conditions listed above, the future evolution of the relief, from the Transylvanian Depression, is linked to the two active procedural sections, existing currently: the river beds and the slopes.

At the level of the river beds, the erosion, transport and accumulation processes will practically continue the modeling that takes place at present. This fact is the easiest to follow and anticipate in the case of the main riverbeds (Someş, Someşul Mare, Someşul Mic, Şieu, Almaş, Mureş, Arieş, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), where against the background of the decrease of the solid and even the liquid flow (because of the decrease of the multiannual average precipitation), the meandering process will continue to diminish, as it happens from the Middle Holocene, and the river beds will straighten. One of its main effects will be the even more evident incision of the current meadows, including on certain sectors such as the one of the Mures between Teiuş and Alba Iulia. Next, if the conditions allow it, as the incision of the current meadow is completed, it will develop new major riverbeds (a new proto-alluvial stage), which

later by alluvium depositions (aggradation stage - possibly with a disheveled riverbeds) and a new incision (on the basis of the meandering process - initially intense and then diminishing), will pass to a new meadow condition, while the current meadow will fall into the category of terraces.

On the slope surface the evolution of the relief will continue through the two major categories of processes that are specific to them: water runoff and mass movements.

These processes will still lead to the continues withdrawal of the slopes, especially in the middle and upper part. The impossibility of evacuating the materials represented by the landslides sliding bodies will cause their accumulation at the lower part of the slopes and at the contact with the terraces or the meadow, in the form of glacises.

Due to the geomorphological processes that take place on the slopes, especially in the middle and upper parts, the evolutionary tendency will be towards the intersection of the slopes, located on both sides of a water divide, which means, among other things, reducing the volume of the relief mass located above certain altitudinal values, according to the particular situation in each valley corridor. At the same time, by accumulating the materials removed, at the base of the slopes, the volume of the relief located below certain altitudinal values will increase. Certainly, some of the materials mobilized by the processes that take place on the slope surface will be transported into the riverbeds and from here onwards out of the depression, continuing the complex process of river erosion started with the depression emergence from the waters.

At the same time, whether we are talking about the river beds or the slopes, we must not neglect the anthropic intervention at the level of the substrate, the one that will result in specific relief forms, represented by mining holes, tunnels, quarries, gravel pits, embankments, dikes, dumps, settling ponds, terraces, agro-terraces etc.

Conclusions

Following those presented in this work, one can conclude that, the significant part of the Transylvanian Depression relief, is the result of the fluvial modeling of a diversely structured substrate which is composed by rocks which are varied mineralogically. The detailed morphology, of the large depression unit within the Carpathian Mountains, depended on the way in which the following elements were combined at all times: tectonic movements, structure, lithology, climate, vegetation, anthropogenic intervention, etc. For example, it is sufficient to think about the relief on the western side of the Transylvanian Plain, which although in general is resulting from the salt diapir folds, is characterized by the

presence of the *cuestas*, the lithological relief, as well as by an accentuated dynamic of current geomorphological processes.

Interestingly, the evolution of the relief does not end with the current morphology of the depression, it's expected the continuance of the current modeling, at parameters dictated by the geomorphological conditions existing at the particular times.

BIBLIOGRAFIE

- Anastasiu, N., Mutihac, V., Grigorescu, D., Popescu, Gh. C. (1998), *Dicționar de Geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Arghiuș, V. I., Arghiuș, C., Ozunu, Al., Nour, E., Roșian, Gh., Muntean, L. (2011), *The relation between the landslide activity and irregular rainfall and snowmelt in the Codrului Hills, Romania*, Environmental Engineering and Management Journal, vol. 10, no. 1.
- Arghiuș, V. I., Ozunu, Al., Samara, I., Roșian, Gh. (2014), *Results of the post flash-flood disaster investigations in the Transylvanian Depression (Romania) during the last decade (2001-2010)*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 14.
- Baciu, C. (2003), *Charophytele paleogene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Baciu, N. (2006), *Câmpia Transilvaniei. Studiu ecologic*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Badea, L. (1983), *Defileul Coziei și valea subcarpatică a Oltului (suprafețe de nivelare și terase)*, SCGGG – Geogr. XXX.
- Badea, L. (2006), *Unitățile de relief ale României, vol. II, Munții Apuseni și Podișul Transilvaniei*, Editura Ars Docendi, București.
- Balintoni, I. (1997), *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*, Editura Carpatica, Cluj-Napoca.
- Balintoni, I., Mészáros, N., Györfi, I. (1998), *La Transylvanie, dépressions et bassins*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, XLIII (1).
- Balintoni, I., Petrescu, I. (2002), *A hypothesis on the Transylvanian halite genesis*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Geologia, Spec. iss., 1.
- Balla, Z. (1987), *Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics*, Tectonophysics, 139.
- Bally, A., Snelson, S. (1980), *Realms of subsidence*, A.D. Miall (ed.): Facts and principles of world petroleum occurrence, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., Vol. 6.
- Bădăraș Al. S. (2005), *Transformations of the landscape within the Transylvanian Plain (Romania) with special focus upon the biogeographical aspects*, vol. I și II, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Bălănescu, Dorina, (1992), *Câteva considerații privind terasele Târnavei Mari între Sighișoara și Blaj*, Analele Universității Timișoara, vol. I.

- Băluță C. (1972), *Stratigrafia și microfauna Eocenului superior de la est de Șard, jud. Alba*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Series Geologia-Mineralogia, 1.
- Băluță C. (1973), *Geologia depozitelor neozoice de pe bordura de est și sud-est a Munților Trascău*, Teză de doctorat, Universitatea București.
- Bedelean, I., Moțiu, A., Nicolescu, Ș., Bălănean, P. (1989), *On the mineralogy of Oligocene psammities in the Var-Surduc-Cliț area (Sălaj District)*, The Oligocene from the Transylvanian Basin.
- Berindei, I. (1958), *Relieful structural din bazinul Văii Leghia*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria geologie-geografie, nr. 1.
- Berindei, I. (1960), *Câteva observații asupra unor fenomene periglaciare în partea de vest a Depresiunii Huedinului*, Probleme de Geografie, VII.
- Bilașco, Șt. (2008), *Implementarea GIS în modelarea viiturilor de versant*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Bilașco, Șt., Horvath Cs., Sorocovschi V. E., Cocean P., Oncu, M. (2009), *Implementation of the USLE Model using GIS Techniques. Case study the Someșean Plateau*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, vol. 4, no. 2.
- Bilașco, Șt., Horvath, Cs., Roșian, Gh., Filip, S., Keller, Eduard. (2011) *Statistical model using GIS for the assessment of landslide susceptibility. Case-study: the Someș Plateau*, Romanian Journal of Geography, 55 (2).
- Blașa, L. (2009), *Studiu de geomorfologie relaționară în sistemele dinamice din Munții Plopiș*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Blașa, L., Josan, N., Ilieș, Dorina, Camelia (2014), *Relieful și amenajarea teritoriului*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Biro, P. (1958), *Geomorphologie structurale*, PUF, Paris.
- Bleahu, M. (1982), *Relieful carstic*, Editura Albatros, București.
- Bleahu, M., Lupu, M., Patrușiu, D., Bordea, S., Stefan, A., Panin, S. (1981), *The structure of the Apuseni Mountains*. In: XII Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Bucharest, Romania Guide to Excursion B3.
- Bluck, B. J. (1976), *Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity*, Trans. Of the Royal Soc. Of Edinburgh, 69.
- Bluck, B. J. (1982), *Texture of gravel bars in braided streams*, in Hey, R. D., Bathurst, J. K., Thorne, C. R. (editors), *Gravel – bed rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management*, John Wiley and Sons, Chichester.
- Bombiță, G. (1984), *Le Napocien, vingt ans apres sa definition*, Revue de Paléobiologie, 3,2, Genève.
- Bombiță, G., Moiescu, V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. BRGM 28(2), Paris.

- Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2004), *An update of the Jurassic ophiolites and associated calc-alkaline rocks in the South Apuseni Mountains (Western Romania)*, Ofioliti, 29.
- Bradley, R. S. (1985), *Quaternary Paleoclimatology*, London, Chapman and Hall.
- Brice, J. C. (1964), *Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional Paper, 422-d.
- Brișan, Nicoleta (2004), *Palinologia formațiunii cu sare din Badenianul Bazinului Transilvaniei*, Teză de doctorat, Facultatea de Biologie-Geologie, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Brookes, A. (1988), *Channelized Rivers. Perspectives for Environmental Management*, Wiley: Chichester.
- Brookes, A. (1995), *River channel restoration: theory and practice*, In: Gurnell, A. and Petts, G.E. (Eds), *Changing River Channels*. Wiley, Chichester, UK.
- Bryan, K., (1940), *The retreat of slopes*, Ann. Assoc. Am. Geog., 30.
- Bucur, I. I., Piteiu, M. A., Săsăran, E. (2004), *The Mesozoic carbonate deposits from the borehole 6042 Deleni (Transylvanian Depression)*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, Vol. 59 (2).
- Burchfiel, B. C., Royden, L. (1982), *Carpahathian foreland fols and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins*, AAPG Bull., 69/9.
- Buz, V., Ciangă, N., Diaconeasa, B., Gârbacea, V., Idu, D. P. (1986), *Alunecările de teren de la Pădureni (Țop)*, Proleme de Geografie Aplicată, Întreprinderea Poligrafică Cluj, Cluj-Napoca.
- Buza, M. (1997), *Culoarul Târnavei între Blaj și Mihalț. Observații geomorfologice, Studii și cercetări de geografie*, XLIII.
- Buzilă, L., Muntean. L. (1997), *Alunecările de teren de la Șaeș (Podișul Hârtibaciului)*, Comunicări de geografie, București.
- Căta, V. (1959), *Cercetări geologice în regiunea de la vest și sud-vest de Reghin*, manuscris, M.P. – I.P.G.G..
- Cârciumaru, M. (1977), *Contribuții palinologice la cunoașterea oscilațiilor climatice din pleistocenul superior pe teritoriul României*, St. cerc. geol. geofiz. geogr, seria Geografie, T. XXIV, nr. 2.
- Cârciumaru, M. (1980), *Mediul geografic în pleistocenul superior și culturile paleolitice din România*, Editura Academiei R. S. R., București.
- Chang, H. H. (1979), *Minimum stream power and river channel patterns*, J. of Hydrology, no. 41.
- Charlton, R. (2008), *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Routledge, London.

- Ciocârdel, R. (1952), *Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Bistrița – Reghin*, D. S. Com. geol., XXXVI.
- Ciulavu, D. (1999), *Tertiary tectonics of the Transylvanian Basin*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.
- Ciulavu, D., Bertotti, G. (1994), *The Transylvanian Basin and its Upper Cretaceous substratum*, Romanian Journal of Tectonics, Vol. 75 (2).
- Ciulavu, D., Dinu, C., Szakács, A., Dordea, D. (2000), *Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania)*, AAPG Buletin, Vol. 84 (10).
- Ciulavu, D., Dinu, C., Cloetingh, S. A. P. L. (2002), *Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin and northeastern part of the Pannonian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modelling*, EGU Stephan Mueller Special Publication Series, vol. 3.
- Ciupagea, D. (1930), *Raport geologic asupra regiunii din jurul Sighișoarei*, D.G.G.M., Mediaș.
- Ciupagea, D. (1935), *Sur la structure des champs gazeifères de Transylvanie*, Congres Int. Mines, VI-e Session, Paris.
- Ciupagea, D., Paucă, M., Ichim, Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei R. S. R., București.
- Clark, J. J., Wilcock, P. R. (2000), *Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico*, Geological Society of America Bulletin 112.
- Cloetingh, S. A. P. L., Burov, E., Matenco, L., Toussaint, G., Bertotti, G., Andriessen, P. A. M., Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2004), *Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania)*, Earth and Planetary Science Letters, 218.
- Codrea, V. (2008), *A fossil-bearing „Feleacu concretion” in Vâlcele (Cluj district)*, Studii și cercetări, Bistrița, Geology-Geography, 13.
- Codrea, V., Hosu, A. (2001), *The Paleocene-Eocene Formations and the Eocene/Oligocene boundary in the Jibou area (Sălaj county)*. In: Bucur, I.I., Filipescu, S., Săsăran, E. (Eds.), *Algae and carbonate platforms in western part of Romania*, Field Trip Guide Book Fourth Regional Meeting of IFAA., Cluj University Press, Cluj-Napoca.
- Codrea V., Hosu AL., Filipescu S., Vremir M., Dica P., Săsăran E, Tanțău I., (2001) *Aspecte ale sedimentației cretacic superioare din aria Alba-Iulia – Sebeș (jud. Alba)*, Complexul Muzeal județean Bistrița-Năsăud, Studii și cercetări, Geologie-Geografie, Bistrița, 6.
- Codrea, V., Dica, E. P. (2005), *Upper Cretaceous - lowermost Miocene lithostratigraphic units exposed in Alba Iulia – Sebeș – Vințu de Jos area (SW Transylvanian basin)*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, Vol. 50 (1-2), Cluj-Napoca.

- Codrea, V., Godefroit, P. (2008), *New Late Cretaceous dinosaur findings from northwestern Transylvania (Romania)*, Comptes Rendus Palevol, Vol. 7, Issue 5, Paris.
- Codrea, V., Barbu, O., Jipa-Murzea, C. (2010), *Uper Cretaceous (Maastrichtian) land vertebrate diversity in Alba District (Romania)*, Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 12th International Congress.
- Coteț, P. (1960), *Câteva date noi asupra elementelor periglaciare din țara noastră*, Analele Științifice ale Univ. Al. I. Cuza – serie nouă, Iași.
- Coteț, P. (1968), *Probleme de periglaciare*, Comunicări de Geografie, București.
- Coteț, P. (1973), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică, București.
- Covaciu, I. Fl. (2010), *Dinamica geomorfologică a sistemelor torențiale din Podișul Someșan*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Crânganu, C., Deming, D. (1996), *Heat flow and hydrocarbon generation in the Transylvanian Basin, Romania*. AAPG Bulletin 10.
- Csontos, L. (1995), *Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review*, Acta Vulcanologica, 7.
- Csontos, L., Nagymarosi, A., Horváth, F., Kovac, M., (1992), *Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model*, Tectonophysics, 208.
- Csontos, L., Vörös, A. (2004), *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, Vol. 210.
- Dalrymple, B. J., Blong, R. J., Conacher, A. J. (1968), *An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model*, Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 12.
- David, M. (1945), *Geneza, evoluția și aspecte de relief ale Podișului Transilvaniei*, Revista Științifică V. Adamachi, XXXI, Iași.
- Davis, W. M. (1902), *Base-level, grade and peneplain*, J. of Geology, 10.
- De Broucker, G., Mellin, A., Duindam, P. (1998), *Tectono-Stratigraphic evolution of the Transylvanian Basin, pre-salt sequence, Romania*; In C. Dinu, V. Mocanu: Geological and Hydrocarbon potential of the Romanian areas, Bucharest Geosciences Forum, spec. Vol. 1.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrienlinck, B. (1993), *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps*, Gauthier-Villars, Paris.
- Diaconeasa, B., Tovissi, I. (1971), *Analizele de polen în sedimentele pleistocene de la Hoghiz*, Progrese în palinologia românească, Editura Academiei R. S. R., București.
- Drăgănescu, L. (1997), *Originea sării și geneza masivelor de sare*, Editura Grafica Prahoveană, Ploiești.
- Dragoș, V. (1982), *Geologie generală și stratigrafică*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

- Dulgheru, M. (2012), *Dinamica albiilor de râu în Câmpia Transilvaniei: Studii de caz în bazinele hidrografice Meleş şi Dipşa*, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Dunitrescu, I. (1957), *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în Bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. Petrol, Gaze. III, Bucureşti.
- Dumitrescu, I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartare geologică*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
- Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuţă, O., Pauliuc, S., Georgescu, C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, Anuarul Comitetului Geologic, nr. 32, Bucureşti.
- Eissmann, L. (1994), *Grudzuge der Quartargeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Sudbradenburg, Thuringen)*, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 7.
- Erni, A. (1929), *Etude sur les gisements de gaz naturels de Transylvanie*, Inst. nat. roum. pour l'Etude de l'Amenagement et l'Utilisation des sources d'énergie, 18.
- Fahnestock, R. K. (1963), *Morphology and hydrology of a glacial stream: White River, Mount Rainier, Washington*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422-A.
- Feier, I. (2010), *Reconstituirea evoluţiei geomorfologice a văii Someşului Mic în Holocen*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Universitatea Al. I. Cuza, Iaşi.
- Fielitz, W., Seghedi, I. (2005), *Late Miocene-quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania*, Tectonophysics, 410 (1-4).
- Filipescu, S. (1992), *Data Concerning the Kossovian from Podeni (Western Border of the Transylvanian Basin)*, Studia Univ. Babeş - Bolyai, Geologia, XXXVIII/2, Cluj-Napoca.
- Filipescu, S. (1996), *Stratigraphy of the Neogene from the western border of the Transylvanian Basin*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, seria Geologia, 41.
- Filipescu, S. (1999), *The significance of foraminifera fauna from the Feleac Formation (Transylvanian Basin, Romania)*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, 44(2).
- Filipescu, S. (2001), *Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania*, Field Trip Guide, Eds: Bucur, I., Filipescu, S. and Săsăran, E., 4th Regional Meeting of IFAA Cluj-Napoca 2001.
- Filipescu, S. (2005), *Raport de cercetare - Revizuirea semnificaţiei şi conţinutului unităţilor litostratigrafice din Neogenul Depresiunii Transilvaniei conform recomandărilor şi standardelor Comisiei Internationale de Stratigrafie*, Revista Politica Ştiinţei şi Şcientometriei, Număr Special 2005 - ISSN- 1582-1218.

- Filipescu, S. (2011), *Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania*, in: Bucur and Săsăran (eds.) – Calcareous algae from Romanian Carpathians, Field trip Guidebook, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Filipescu, S., Gârbacea, R. (1997), *Lower Badenian sea-level drop on the western border of the Transylvanian Basin: foraminiferal palaeobathymetry and stratigraphy*, *Geologica Carpathica* (Bratislava) 48 (5).
- Florea, M. N. (1996), *Stabilitatea iazurilor de decantare*, Editura Tehnică, București.
- French, H. M. (1996), *The Periglacial Environment*, Second Edition, Longman.
- Gârbacea, V. (1956), *Piemontul Călimanilor*, Studii și cercetări de geologie-geografie, an. VII, nr. 1-2.
- Gârbacea, V. (1957), *Dealurile Bistriței (studiu geomorfologic)*, Lucrare de disertație pentru obținerea titlului de candidat în științe geografice, Universitatea „V. Babeș” Cluj, Facultatea de Științe Naturale – Geografie.
- Gârbacea, V. (1960), *Observații morfologice în partea de nord-est a Podișului Transilvaniei*, Probleme de geografie, nr. VII, București.
- Gârbacea, V. (1961), *Considerații cu privire la evoluția rețelei hidrografice hidrografice din partea de nord-est a Podișului Transilvaniei*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, fascicolul 1.
- Gârbacea, V. (1964), *Alunecările de teren de la Saschiz (Podișul Hârțibaciului)*, Studia Univ. „Babeș - Bolyai”, Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, vol. VIII, fasc. 1.
- Gârbacea, V. (1992), *Harta glimeelor din Câmpia Transilvaniei*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca, Seria Geographia, vol. XXXVII, nr. 1-2.
- Gârbacea, V. (2013), *Relieful de glimee*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Gârbacea, V. (2015), *Dealurile Bistriței și Gurghiului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Gârbacea, V. Belozarov, V. (1963), *Depresiunea Deda-Porcești*, Probleme de Geografie, vol. IX, București.
- Gârbacea V., Grecu, F. (1981), *Relieful de glimee din Podișul Transilvaniei și potențialul lui economic*, Memoriile secțiilor științifice, Seria IV, tom. IV, nr. 2, București.
- Gârbacea, V., Grecu, F. (1984), *Dealurile Roandolei. Caracterizare geomorfologică*, Memoriile secțiilor științifice, Academie Română, Seria IV, tom VII, Edit. Academiei, București.
- Gârbacea, V., Grecu, F. (1994), *Dealurile Șoalei – caractere geomorfologice*, Studii și cercetări de Geografie, tom XLI, București.

- Gârbacea, V., Mac, I., Hajdu, Cs. (1991), *Podișul Vânători. Studiu geomorfologic*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XXXV, nr. 2.
- Găvăț, I., Ciupagea, D., Airinei, Șt. (1969), *Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sedimentaires de la Depression de Transylvanie*, Scientarium Acta geologica Academiae Hungaricae, Budapesta, XIII, 1-4.
- Gheerbrant, E., Codrea, V., Hosu, AL., Sen, S., Guernet, C., Lapparent De Broin, F., Rivelline, J. (1999), *Découverte de vertébrés dans les Calcaires de Rona (Thanétien ou Sparnacien), Transylvanie, Roumanie: les plus anciens mamifères cénozoïques d'Europe Orientale*, Eclogae geologie Helvetiae, 92.
- Ghergari, L., Mészáros, N., Mârza, I., Chira, C., Filipescu, S., Ivan, I. (1991), *Contributions to the petrographic and chronostratigraphic knowledge of the tuffs in the Cojocna area*, The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.
- Grasu, C. (1977), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.
- Grecu, F. (1982), *Considerații asupra glimeelor din bazinul hidrografic Hârtibaciu*, Buletinul Societății de Științe Geografice, vol. VI.
- Grecu, F. (1983), *Probleme ale formării și evoluției rețelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei*, Memoriile secțiilor științifice, Seria IV, tom. IV, București.
- Grecu, F. (1985), *Clasificări și tipuri de alunecări de teren din Depresiunea Transilvaniei*, Terra, anul XVII (XXXVII), nr. 2, București.
- Grecu, F. (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Editura Academiei Române, București.
- Györfi, I., Csontos, L., Nagymarosy, A. (1999), *Early Tertiary structural evolution of the border zone between the Pannonian and Transylvanian Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 156.
- Hauer, F. R. von, Stache, G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, nach den aufnahmen der k.k. geologischen Reichsanstalt und literarischen Hülfsmitteln, Wien: Wilhelm Braumüller.
- Hofmann, K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitatus während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl., IX, 5-6.
- Hofmann, K. (1883), *Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Theile des Szatmáner Comitatus ausgeführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl. XIII/1-3, Budapest.
- Horton, R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*, Bulletin of the geological society of america, vol. 56.

- Horvath, Cs. (2008), *Studiul lacurilor de acumulare din bazinul superior al Crișului Repede*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Horvath, Cs., Réti, Kinga, Roșian, Gh. (2016), *Assessing rainfall erosivity from monthly precipitation data*, Air and Water Components of the Environment, International Conference, Cluj-Napoca.
- Horvath, F., (1993), *Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin*, Tectonophysics, 226.
- Horvath, F., Royden, L. (1981), *Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian Basins: a review*, Earth Evolution Science, 3.
- Horvath, I. (1998), *Istoricul mineritului de la Salina Praid*, Editura Praid, Praid.
- Hosu, Al., (1999), *Arhitectura sedimentației depozitelor eocene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Hosu, M. (2009), *Valea Someșului între Dej și Țicău. Studiu geomorfologic*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Huggett, R. J. (2005), *Fundamentals of geomorphology*, Routledge, London and New York.
- Huismans, R. S. (1999), *Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.
- Huismans, R. S., Bertotti, G. (2002), *The Transylvanian Basin, transfer zone between coeval extending and contracting regions: Interferences of the relative importance of slab pull and rift push in arc-back arc systems*, Tectonics, Vol. 21, No. 2.
- Huismans, R.S., Bertotti, G., Ciulavu, D., Sanders, C., Cloetingh, S. A. P. L., Dinu, C. (1997), *Structural evolution of the Transylvanian Basin (Romania): a sedimentary basin in the bend zone of the Eastern Carpathians*, Tectonophysics, Vol. 272.
- Ichim, I. (1980), *Probleme ale cercetării periglaciare din România*, Studii și cercetări de G. G. G. Seria Geografie, tom XXVII, nr. 1.
- Ichim, I., Bătucă, D., Rădoane, Maria, Duma, D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*, Editura Tehnică, București.
- Ichim, Tr. (1958), *Cercetări geologice în regiunea Arpaș – Făgăraș – Perșani*, M.P. – I.P.G.G.
- Ichim, Tr. (1968), *Studiu geologic complex al Depresiunii Transilvaniei*, M.P. – I.C.P.G.
- Ielenicz, M. (1993), *Suprafețele de nivelare din regiunile de deal și podiș ale României*, Analele Univ. București, Seria Geografie, an. XLII.
- Ielenicz, M. (1999), *Dealurile și podișurile României*, Editura Fundației România de Măine, București.
- Ielenicz, M. (2005), *Geomorfologie*, Editura Universitară, București.

- Ilie, D. I. (1973), *Terase și suprafețe de nivelare*, Centrul de multiplicare al Universității București, București.
- Ilie, M. (1958), *Podișul Transilvaniei*, Editura Științifică, București.
- Ilie, M. (1975), *Synthesis of the geology of the neogene Transylvanian Basin (Romania)*, N. Jb. Geol. Palaont. Mh, Stuttgart.
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., Beșuțiu, L. (2009), *New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania)*, Lithos, Vol. 108.
- Irimuș, I. A. (1993), *Raporturi morfostructurale-morfosculpturale în perimetrul domului Copșa Mică*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, ser. Geographia, fasc. 1.
- Irimuș, I. A. (1995), *Morfologia domului Corunca*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, ser. Geographia, XL, fasc. 1 – 2.
- Irimuș, I. A. (1996), *La correlation des glissements de terrain avec les types de domes peripheriques dans le Bassin de Transylvanie*, resumes, Quatrieme Conference Internationale de Geomorphologie, Bologna.
- Irimuș, I. A. (1998), *Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Irimuș, I.A. (2003), *Geografia fizică a României*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Irimuș, I. A. (2006), *Hazarde și riscuri asociate proceselor geomorfologice în aria cutelor diapire din Depresiunea Transilvaniei*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Irimuș, I. A., Roșca, S., Rus, M. I., Marian, F. L., Bilașco, Șt. (2017), *Landslide susceptibility assessment in almas basin by means of the frequency rate and GIS techniques*, Geographia Technica, vol. 12, issue 2.
- Jakab, S. (1973), *Observații paleopedologice asupra unor profile cuaternare din bazinul Târnavei Mici*, Lucrările Conferinței Naționale de Știința Solului, Satu Mare.
- Jakab, S. (1979a), *Aspecte ale modelării versanților în dealurile dintre Mureș și Târnavă Mare*, St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geografie, T. XXVI, București.
- Jakab, S. (1979b), *Asimetria versanților din Dealurile Târnavei Mici și ale Nirajului*, Trav. Station „Stejarul”, Seria Geologie-Geografie, Nr. 7.
- Jakab, S. (1981), *Modelarea versanților din Dealurile Târnavelor prin alunecări de teren*, Lucrările Conferinței Naționale pentru Știința Solului Brașov, Publicațiile Societății Naționale Române pentru Știința Solului, București.
- Jakab, S. (1983a), *Factori favorizanți ai alunecărilor de teren din Dealurile Târnavelor*, Studia Scientarium Naturae, Marisa, vol. XI-XII, fasc. 1.

- Jakab, S. (1983b), *Influențe antropice în pedogeneza și eroziunea solului din regiuni deluroase și colinare*, Lucrările Conferinței Naționale pentru Știința Solului, Brăila.
- Jakab, S. (2007), *Chrono-toposequences of soils on the river terraces in Transylvania (Romania)*, Catena, 71.
- Jipa, D. (1994), *Large scale progradation structures in the Romanian Carpathians: facts and hypotheses*, Anuarul Inst. Geol. LXIV, București.
- Josan, N. (1970), *Alunecările de teren de la Romanești-Pauceș, Lucrări Științifice, Seria A*, Oradea.
- Josan, N. (1972), *Relieful structural din Podișul Târnavelor, dintre Târnava Mare și Mureș*, Studii și cercetări, Seria Geografie, nr. 1, București.
- Josan, N. (1973), *Nivelele de eroziune din partea de nord a Podișului Târnavlor, Realizări în Geografia României, Culegere de studii*, Edit. Științifică, București.
- Josan, N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, București.
- Josan, N. (2014), *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
- Kez, A. (1950), *Bericht über die terrassen morphologischen Aufnahmen entlang des Nagyszamos Flusses*, A Magyar Allami Foldt. Int. Evi. Jel.
- Koch, A. (1884), *Bericht über die im Klausenburger Radgebirge im Sommer 1883 usgeführte geologische Specialaufnahme*, Föld. Közl., XIV, 213-233, Budapest.
- King, L. C. (1953), *Canons of landscape evolution*, Geological Society of America Bulletin, 64 (7).
- Knighton, D. (1984), *Fluvial forms and processes*, Edward Arnold (London).
- Koch, A. (1880), *Über das Tertiär in Siebenbürgens*, Neues Jahrb, Min. Geol. Pal. I, Stuttgart.
- Koch A. (1884), *Bericht über die im Klausenburger Radgebirge im Sommer 1883 usgeführte geologische Specialaufnahme*, Föld. Közl., XIV, Budapest.
- Koch A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landesteile I*, Paläogene Abtheilung, Mitteilungen Jahrbuch Kon. Ling Geology Anst, Budapest, 10(6).
- Koch, A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landesteile. II Theil. Neogene Abtheilung*, Budapest.
- Kovacs, J. SZ., Arnaud-Vannau, A. (2004), *Upper Eocene paleobathymetry approach based on paleoecological assemblages from the Pleșca Valley 2. outcrop, Transylvania - a preliminary report*, Acta Paleontologica Romaniaae, Vol. 4.

- Kovacs, M., Pécskay, Z., Fülöp, A., Jurje, M., Edelstein, O. (2010), *Time and space distribution of the Neogene intrusive magmatism from Oaş-Gutâi Mts., Eastern Carpathians, Romania*, *Geologica Balcanica*, Vol. 39 (1-2).
- Krézsek, Cs. (2005), *Sedimentologia și arhitectura depozitelor panoniene din estul Bazinului Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Biologie și Geologie, Cluj-Napoca.
- Krézsek, C., Filipescu, S. (2005), *Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania)*, *Tectonophysics*, Vol. 410 (1-4).
- Krézsek, C., Bally, W.A. (2006), *The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in the gravitational salt tectonics*, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 23 (4).
- Krézsek, Cs., Filipescu, S., Silye, L., Matenco, L., Doust, H. (2010), *Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration*, *Marine and Petroleum Geology*, 27.
- Lantuit, P., Pollard, W. H. (2005), *Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory*, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5.
- Laskarev, V. (1924), *Sur les equivalents du Sarmatien superieur en Serbie*. – Récueil Travaux offert à M J. Cvijić, Belgrad.
- Lăzărescu, V. (1957), *Asupra unei noi specii de Coeloma si consideratii paleoecologice asupra brachiurilor*, *Bul. st. Acad., Sect. Geol. - Geogr.*, II/3-4, București.
- Leopold, L. B., Maddock, T. M. (1953), *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, *USGS Profesional Paper* 252.
- Leopold, L. B. Wolman, M. G. (1957), *Rivers Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 2 8 2 – B.
- Leopold, L., Wolman, M. G., Miller, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco, Freeman.
- Lubenescu, V. (1981), *Studiul biostratigrafic al Neogenului superior din sud-vestul Transilvaniei*, *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, 58.
- Lubenescu V., Lubenescu D. (1977), *Observații biostratigrafice asupra Pannonianului de la Lopadea Veche (Depresiunea Transilvaniei)*, *Dări de Seama, Inst. Geol. Geofiz., București*, LXIII(4).
- Lupei, N., (1968), *Geologie minieră*, Editura Tehnică, București.
- Lupu, D., Lupu, M. (1983), *Biostratigraphische und fazielle Merkmale der Gosauformation im Apuseni Gebirge*, *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, București, Vol. 59.

- Maarleveld, G. (1976), *Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in The Netherlands*, Biuletyn Peryglacjalny, 26.
- Mac, I., (1969), *Particularitățile degradării unei suprafețe de eroziune de vârstă pliocenă printr-un proces de pedimentare periglaciară*, Studii și cercetări geologice, geofizice și geografice, Geografie, vol. XVI, nr. 2., București.
- Mac, I. (1970), *Trăsăturile generale ale Subcarpaților Est Transilvăneni dintre Mureș și Olt*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, fasc. 1.
- Mac, I. (1971), *Suprafețele de nivelare din Subcarpații Transilvăneni dintre Mureș și Olt*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, fasc. 2.
- Mac, I. (1972), *Subcarpații Transilvăneni dintre Mureș și Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- Mac, I. (1978), *Relații morfostructurale în Valea Târnavei Mici*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Geologie-Geografie, an XXV, nr.2, Cluj-Napoca.
- Mac, I., (1979), *Relieful de butoniere din Podișul Huedinului*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geographia, nr. 1.
- Mac, I. (1976), *Geomorfologie*, vol. I, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1980a), *Modelarea diferențiată și continuă a versanților din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, seria Geologie-Geografie, an XXV, nr. 2, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1980b), *Geomorfologie*, vol. II, Centrul de multiplicare al Universității Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1986), *Elemente de Geomorfologie dinamică*, Editura Academiei Române, București.
- Mac, I. (1988), *La formations des glaciis de la Depression de Transylvanie*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Geologia-Geographia, an XXXIII, nr. 3, Cluj-Napoca.
- Mac, I. (1994), *Processes, Formations and Quaternary Morphoclimatic Stages on the Hilly Regions of Romania*, Rev. Roum de Geographie, Tome 38, București.
- Mac, I. (1997), *The geomorphological landscape of derasion. A model from Romania*, Geographia Fisica e Dinamica Quaternaria, Torino.
- Mac, I., Blaga, L. (2004), *Analize sectorial fractale și morfologic funcționale în complex vale-versant. Aplicații în Munții Plopișului*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia, XLIX, 1, Cluj-Napoca.
- Mac, I., Buzilă, L. (2003), *Corelații între stratele de argilă și procesele geomorfologice din România*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Geographia, an XLVIII, nr. 1.

- Mac, I., Herșcovici, O. (1973), *Reflexii asupra evoluției versanților din Depresiunea Transilvaniei prin procese de pedimentare pleistocene*, Lucrări Științifice ale Cadelor Didactice, Seria Geografie, vol. II., Timișoara.
- Mac, I., Hosu, M. (2002), *Interpretări geomorfologice privitoare la structurile magmato-vulcanice din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Geographia, an XLVII, nr. 2, Cluj-Napoca.
- Mac, I., Irimuş, I. A. (1991), *Zone susceptibile fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Apahida-Câmpia Turzii*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, seria geographia, an XXXVI, nr. 1.
- Mac, I., Pendea, Fl. (2002), *Considerații asupra morfologiei periglaciare din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an XLVII, nr. 2.
- Mac, I., Raboca, N. (1965), *Relieful structural din valea Batinului (Nordul Câmpiei Transilvaniei)*, Studii și cercetări de geol., geofiz. și geogr., Seria geografie, tomul XII, nr. 2, București.
- Mac, I., Sorocovschi, V. (1977), *Aspecte complementare ale relației de organizare: rețea hidrografică-morfostructură în Depresiunea Transilvaniei*, Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.
- Mac, I., Sorocovschi, V. (1978), *Relații morfodinamice în Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologie Geografie, fasc. 2.
- Mac, I., Sorocovschi, V. (1979), *Geneza și dinamica sistemului de drenaj din Depresiunea Transilvaniei*, St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geografie, T. XXVI, București.
- Mac, I., Tovissi, I. (1968), *Observații geomorfologice în regiunea confluenței Homorodului cu Oltul*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologia-Geographia, nr. 2.
- Mac, I., Tudoran, P. (1977), *Morfodinamica reliefului din Depresiunea Transilvaniei și implicațiile sale geoecologice*, Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.
- Maloș, C. (2011), *Corelații între geologia, procesele geomorfologice și starea unor specii rare de plante din Bazinul Transilvaniei*, Teză de doctorat, Facultatea de Știința Mediului, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Martiniuc, C. (1936), *Problema unei regiuni subcarpatice și a unităților geografice învecinate pe rama de vest a Munților Harghita – Perșani*, Rev. Geogr. I.C.G.R., vol. 111, nr. 1.
- Martonne, Emm. de (1901), *Nouvelles observations sur la periode glaciare dans les Carpathes Meridionales*, Comptes rendu de l'Academie des Sciences de Paris, CXXXII.

- Martonne, Emm. de (1904), *La periode glaciaire dand les Karpates Meridionales*, C. r. du IX Congres International Geologique de Wienne.
- Martone, Emm. de (1907), *Recherches sur l'evolution morphologique des Apes de Transylvanie (Carpates meridionales)*, Rev. Ann. De geogr., I, Paris.
- Mateescu, Ș. (1938), *La faille de Moigrad et les variations de facies qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au N et au S de la faille*, Compte Rendus Acad. Sci. Roum. 2/6, București.
- Matei, L. (1983), *Argilele panonice din Transilvania*, Editura Academiei, București.
- Mañenco, L., Bertotti, G. (2000), *Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania)*, Tectonophysics, 316.
- Mârza I., Mészáros, N. (1991), *Les tuffs volcaniques de Transylvanie: historique, valeur théorique et pratique dans le développement de la géologie transylvaine*. In: Mârza, I., (ed.), *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin*, Cluj-Napoca.
- Mârza, I, Mirea, O. (1991), *Le massif eruptif de Ciceu (Dej) – considerations petrographiques et volcanologiques*, in: *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin România*, Cluj-Napoca.
- Măcicășan, V. (2016), *Evaluarea integrată a impactului antropic asociat exploatării miniere Aghireș în contextul reabilitării mediului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Măcicășan, V., Muntean, O. L., Roșian, Gh., Nicorici, L. (2012) *Evaluarea impactului exploatarei miniere Aghires asupra componentelor de mediu*, EcoTerra (Journal of Environmental Research and Protection), no. 31.
- Măcicășan, V., Roșian, Gh., Bălc, R., Muntean, O. L. (2013), *The process of pedogenesis on mine dumps (A case study: Aghireș mining area, Romania)*, Geographia Napocensis, VII, 1.
- Măcicășan, V., Muntean O. L., Roșian, Gh., Maloș, C., Mihăiescu, R., Baci, N. (2013), *An integrated geomorphological approach for quarry rehabilitation (Aghireș Mining Area, Romania)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, Vol. 8, No. 3.
- Măcicășan, V., Roșian, Gh., Muntean, O. L., Mihăiescu, R., Buzilă, L., Raică, D., Bodea, C. (2014), *The influence of the geological substratum on the characteristics of Aghireș mining lakes, Romania*, International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM on Ecology, Economics, Education and Legislation, Conference Proceedings, Vol. II, Sofia.
- Mărculeț, I., Mărculeț Cătălina (2001), *Realități geografice în Valea Târnaviei*, Centrul de multiplicare al Universității, București.

- Merritt, D. M., Wohl, E. E. (2003), *Downstream hydraulic geometry and channel adjustment during a flood along an ephemeral, arid-region drainage*, *Geomorphology*, 52.
- Mészáros, N. (1991), *Nannofossil Zones in the Paleogene and Miocene deposits of the Transylvanian Basin*, *Proced. IV. INA Conf., Knihovnicka ZPN, Praga*, 14b (2).
- Mészáros, N., Moisescu, V. (1991), *Bref aperçu des unités lithostratigraphiques du Paléogène dans Nord-Ouest de la Transylvanie (région de Cluj-Huedin), Roumanie*, *Bull. Inf. Géol. Bass.* 28/2, Paris.
- Mészáros, N., Şuraru, N. (1991), *Le nannoplancton et les foraminifères du Complexe du Tuf de Dej de la région Şoimeni-Pâglişa*, in: Mârza I. (Ed.): *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. Geol. Formations Transylvania, Romania*, University of Cluj-Napoca, Cluj-Napoca 3.
- Mészáros, N., Nicorici, E. Ianolu C. (1991), *Le nannoplancton et la microfaune du complexe du Tuf de Dej de la region Cluj-Napoca*, in: Mârza I. (Ed.): *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. Geol. Formations Transylvania, Romania*, University of Cluj-Napoca, Cluj-Napoca 3.
- Mészáros N., Băluţă C., Speck R., (1969), *Stratigrafia şi fauna de moluşte a depozitelor paleogene din regiunea Alba Iulia*, *Buletinul Societăţii de Ştiinţe Geologice din R.S. România, Bucureşti*, XI.
- Mihăilescu, V. (1934), *Platforma Someşană*, BSRRG, Tomul LIII, Bucureşti.
- Mihăilescu, V. (1936), *România. Geografie fizică*, Bucureşti.
- Mihăilescu, V. (1937), *Observaţii noi asupra Platformei Someşene (Latura Internă)*, BSRRG, Tomul LVI, Bucureşti.
- Mihăilescu, V. (1957), *Harta regiunilor geomorfologice ale R. P. Române pe baze geografice*, *Bul. Şt. Acad. R. P. R.*, an. II, nr. 1.
- Mihăilescu, V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
- Moisescu, V. (1972), *Mollusques et Echinides stampiens et égériens de la region de Cluj-Huedin-Românaşi (Nord-Ouest de la Transylvanie)*, *Memoriile Inst. Geol.* XVI, 152 pp. Bucureşti.
- Moisescu, V. (1975), *Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (NV Bazinului Transilvaniei)*, *Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică*, v. XLVII., Bucureşti.
- Moisescu V., Meszaros N. (1995), *Contribution to the knowledge of the molluscan and echinoid faunas from the Ighiu beds in the Bilag Hill*, *Rom. J. Paleontology*, Bucharest, 76.
- Moisescu V., Popescu, Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene si miocene din regiunea Chinteni - Baci - Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, *St. cerc. geol., geof., geogr. (Geologie)*, 12 (1), Bucureşti.

- Moldovan, M. L. (2012), *Glimeele din Transilvania. Studiu geomorfologic*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Moll. J., Vandenberghe, J., Kasse, C. (2000), *River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe*, *Geomorphology*, 33.
- Morariu, T. (1959), *Le stade actuel des recherches sur les phenomenes periglaciaires de la R. P. Roumanie*, *Rev. Geol. Et geogr.*, III, 2.
- Morariu, T. (1961), , *Podișul Târnavelor. Caracterizare și raionare fizico-geografică*, *Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj- Napoca, Seria Geographia*, fasc. 1.
- Morariu, T., Donisă, I., (1968), *Terasele fluviale din România*, *Studii și cercetări geologice, geofizice și geografice*, *Geografie*, vol. XV, nr. 1, București.
- Morariu, T., Gârbacea, V. (1960), *Terasele râurilor din Transilvania*, *Comunicările Academiei R. P. R.*, vol. X, nr. 6.
- Morariu, T., Gârbacea, V. (1963), *Vechimea alunecărilor din Bazinul Transilvaniei*, Cluj-Napoca.
- Morariu, T., Gârbacea, V. (1966), *Quelques observations au sujet des processus de versant de la Depresion de Transylvanie*, *Revue Roumain Geol.-Geoph.-Geogr.*, ser. Geogr, vol. X, nr. 2.
- Morariu, T., Gârbacea, V. (1968), *Deplacements massifs de terrain de type glimee en Roumanie*, *Revue Roumaine de Geologie, Geographie, Geophysique, Serie de Geographie*, tome 12, nr. 1-2, Editura Academiei, București.
- Morariu, T., Mac, I. (1962), *Regionarea geomorfologică a teritoriului orașului Cluj și a împrejurimilor*, *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj Napoca*.
- Morariu, T., Savu, Al. (1964), *Quelques problemes du modeles periglaciare en Roumanie*, *Bull. De l'Assoc de Geogr. Franc.*, Paris.
- Morariu, T., Gârbacea, V., Călinescu, M. (1965), *Alunecările de la Bozieș, (Câmpia Transilvaniei)*, *Comunicări de geografie*, vol. III, București.
- Morariu, T., Călinescu, M., Dumbravă, F., Posea, A. (1963), *Considerații asupra rolului factorilor fizico-geografici în dezvoltarea orașului Dej*, *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, seria GG*, F1.
- Morariu, T., Posea, Gr., Mac, I. (1980), *Regionarea Depresiunii Transilvaniei*, *Studii și cercet. geol., geofiz., geogr., geografie*, vol. XXXVII, nr. 2, București.
- Morariu, T., Savu., Al., Călinescu, M., Sorocovschi, V., Maier, A. (1970), *Județul Cluj*, Editura Academiei R. S. R., București.
- Mrazec, L. (1907), *Despre cute cu sâmbure de străpungere*, *Bul. Soc. Șt.*, București.
- Mrazec, L. (1932), *Considerations sur l'origine des depressions internes des Carpates roumaines*, *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I.

- Mrazek, L., Jekelius, E. (1927), *Aperçu sur la structure du Bassin Neogene de Transylvanie et sur ses gisements de gaz*, Guide des excursions (Ass. p. l'avanc. de la geol. des Carpates).
- Muntean, O. L. (2000), *Considerații ambientale asupra Culoarului Târnavei Mari (Podișul Târnavelor)*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an XLV, nr. 1.
- Muntean, O. L. (2004), *Impactul antropic asupra mediului înconjurător în culoarul Târnavei Mari (sectorul Vânători – Micăsasa)*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Muntean, O. L. (2005), *Evaluarea impactului antropic asupra mediului*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Muntean, O. L., Mihăiescu, R., Roșian, Gh., Buzilă, L., Măciășan, V. (2017), *GIS-based local geomorphological constraints assessment (a case study: Cluj-Napoca municipality, Romania)*, SGEM Conference Proceedings, vol. 17, Informatics, Geoinformatics and Remote Sensing, issue 23.
- Muntean, O. L., Buzilă, L., Maloș, C., Roșian, Gh., Stoian, L., Baci, N., Mihăiescu, R. (2011), *GIS applications for geomorphological constraints assessment within new residential areas of Cluj-Napoca Municipality*, REVCAD, 11.
- Munteanu-Murgoci, Gh. (1924), *La cartographie des sols en Roumanie, Etat de l'étude de la cartographie du sol*, București.
- Mutihac, V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică, București.
- Mutihac, V., Ionesi, L. (1974), *Geologia României*, Editura Tehnică, București.
- Nagy, L. (1956), *Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica zonei salifere din partea de NE a Transilvaniei dintre valea Nirajului și valea Șieului*, St. Cerc. geol.-geogr., Acad. Rom. Filiala Cluj, 1 – 4 ian. – dec., VII.
- Negrea, A., Costa-Foru, A. (1965), *Studiul petrografic al tufurilor neogene din Bazinul Transilvaniei în vederea stabilirii de repere stratigrafice*, Ministerul Petrolului – Institutul de Cercetări și Proiectări geologice industriale pentru Hidrocarburi, manuscris, Arhiva Romgaz.
- Nicula, Al.-S., Kerekes, Anna-Hajnalka, Pop, V.-V., Roșian Gh. (2017), *Relational analysis of susceptibility to landslides of settlements situated in the eastern and central part of Alba Iulia hinterland, using GIS Technology and MaxEnt Software*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geographia, LXII, 1.
- Onac, B. I. (2010), *Podișul Măhăcești – Studiu Geomorfologic*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Orghidan, N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei București.
- Orlescu, M., (2001), *Hidrotehnica generală*, Editura Orizonturi Universitare, Timișoara.

- Pávay - Vajna, F. (1910), *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Olah – Lapad*, Földt. Közl. XL, Budapest.
- Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, R.A., Erdmer, P. (2002), *Pre-alpine crust in the Apuseni Mountains, Romania: insights from Sm-Nd and U-Pb data*, J. Geol., 110.
- Paraschiv, D. (1979), *Romanian Oil and Gas Fields*. Institutul de Geologie și Geofizică Studii Tehnice și Economice Seria A (13), București.
- Paucă, M. (1972), *Etapele morfogenetice ale Depresiunii Transilvaniei*, St. și cercet. geol. geof. geogr., seria geologie, t. 17, nr. 2.
- Paucă M., (1977a), *Le calcaire de Rona – genèse et répartition*, Trav. Mus. Hist. Nat „Gr. Antipa”, XVIII.
- Paucă, M. (1977b), *Rețeaua hidrografică a blocului Someșului. Geneză și evoluție*, S.C.G.G.G., Geogr., XX, 2.
- Pauliuc, S., Dinu, C. (1985), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.
- Pavlov, A. A. (1954), *Sovrimenie problemî kartografii*, Bulet. Univ. de Stat din Leningrad, nr. 4.
- Pânzaru, T., Mac, I. (1973), *Observații morfohidrografice la sud de Cluj*, Buletinul Societății de Geografie, Vol. III (LXXIII).
- Pecsi, M. (1966), *Problemes quaternaires de la recherche geomorphologique des montagne centrale intracarpatiques*, Geographia polonica, 10, Geomorphological problems of Carpathians, II, Varșovia.
- Petts, G. E., Amoros, C. (1984), *Fluvial hydrosystems*, Chapman and Hall, London.
- Pendea, Fl. (2003), *The geomorphic environment of a late Quaternary Loess-Like sediments as interferred from advanced grain-size technique and morphological analysis*, Abstract in Recent advanced in the Quaternary paleoenvironmental and paleoclimatic research in Romania and neighboring countries, B. P. Onac (ed), Cluj-Napoca, Romania.
- Pendea, Fl. (2005), *Paleomediile geomorfologice ale Cuaternarului superior în Depresiunea Transilvaniei (Eemian-Weichselian-Holocen)*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Pendea, I. F., Gray, J.T., Chaleb, B., Tanțau, I., Bădărău, A. S., Nicorici, C. (2009), *Episodic build-up of alluvial fan deposits during the Weichselian Pleniglacial in the western Transylvanian Basin, Romania and their paleoenvironmental significance*, Quaternary International, Volume 198, Issues 1-2.
- Penk, W. (1924), *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh. Stuttgart.
- Petcu, P. (1985), *Procesele geomorfologice actuale din „Grădina Zmeilor”*, Terra, anul XVII (XXXVII), nr. 2, București.
- Petrea, D. (1998), *Pragurile de substanță, energie și informație în sistemele geomorfologice*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

- Pop, Gh. (1970), *Suprafața de netezire „Fărcaș” din Munții Gilăului (studiu de pleogeomorfologie climatică)*, Teză de doctorat, Universitatea „Babeș-Bolyai” din Cluj, Facultatea de Biologie-Geografie.
- Pop, E. (1971), *Primele datări cu radiocarbon în turba noastră cuaternară, în Progrese în palinologia Românească*, Editura Academiei, București.
- Pop, Gr. (1997), *Istoria României. Transilvania* (pp. 5-62), *Istoria României: Transilvania*, Vol. 1, coordonator: Ioan Glodariu, Editura George Barițiu, Cluj-Napoca.
- Pop, Gr. (2001), *Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Popa, Gh. (1961), *Câteva observații asupra unor structuri criogenetice din Depresiunea Praid-Sovata*, Probleme de Geografie, VIII.
- Popescu, B. (1978), *On the lithostratigraphic nomenclature of the NW Transilvania Eocene*, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie, Editura Academiei Republicii Socialiste România, Tome 22, București.
- Popescu, B. (1984), *Lithostratigraphy of cyclic continental to marine eocene deposits in NW Transylvania, Romania*, Arch. Sc. Genève, 37 (1).
- Popescu, B., Bombiță G., Rusu, A., Iva, M., Ghețea, N., Olteanu, R. (1978), *The Eocene of Cluj-Huedin Area*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV, București.
- Popescu Gh. (1970), *Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex*, Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série Géol., Bucharest, 14(2).
- Popescu, Gh. (1975), *Études des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie*. Mem. Inst. Geol. Geofiz. 23.
- Popescu, Gh., Mărunțeanu, M., Filipescu, S. (1995), *Neogene from Transylvania Depression*, Romanian Journal of Stratigraphy, București, 76 (3).
- Popescu, N. (1978), *Structura și ierarhizarea rețelei de văi din Depresiunea Făgăraș și din regiunile limitrofe*, Studii și cercetări de G. G. G., Seria Geografie, t. XXV, nr. 1.
- Popescu, N. (1982), *Glacisurile piemontane din Depresiunea Făgăraș*, Bul. Soc. șt. Geogr., vol. VI, București.
- Popescu, N. (1990), *Țara Făgărașului. Studiu Geomorfologic*, Editura Academiei, București.
- Popescu – Voitești, I. (1936), *Evoluția geologică și paleogeografică a pământului românesc*, Revista Muzeului de geologie – mineralogie, Univ. Cluj, nr. V.
- Popescu-Voitești, I. (1942), *Expose synthetique sommaire sur la structure des regions carpatiques roumaines*, Bull. Soc. Roum., V.
- Posea, Gr. (1958), *Relieful periglaciuar din Țara Lăpușului și împrejurimi*, Natura, 3.

- Posea, Gr. (1961), *Profilul periglaciara de la Florești*, Com. Acad. RPR, Vol. II, nr. 1.
- Posea, Gr. (1962a), *Țara Lăpușului. Studiu geomorfologic*, Editura Științifică, București.
- Posea, Gr. (1962b), *Aspecte de relief din jurul Clujului*, Analele Universității București, Seria Științele Naturii, Geologie – Geografie, anul XI, nr. 32.
- Posea, Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului*, Comunicări de Geografie, vol. II, Edit. Științifică, București.
- Posea, Gr. (1967), *Antecedentă și captare la văile transversale carpatice*, Lucrările Institutului Pedagogic Oradea, nr. 1.
- Posea, Gr. (1969a), *Asupra suprafețelor și nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, Lucrări științifice, Seria A, Oradea.
- Posea, Gr. (1969b), *Depresiunea Săliște*, Studii și cercet. de G. G. G., Seria Geografie, tom XVI, nr. 1.
- Posea, Gr. (1978), *Podișul Huedin-Păniceni*, Studii și cercetări de G. G. G., Seria Geografie, t. XXV, nr. 1.
- Posea, Gr., Cioacă, A. (2003), *Cartografierea geomorfologică*, Editura Fundației România de Măine, București.
- Posea, Gr., Popescu, N., Ielenicz, M. (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.
- Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1976), *Geomorfologie*, ediția a doua, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Poser, H. (1948), *Boden – und Klimaverhältnisse in Mittel – und Westeuropa während der Würmeiszeit*, Erdkunde, 2.
- Powell, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution*, Government Printing Office, Washington, D.C.
- Preda D. M. (1961), *Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei*, rezumatul comunicărilor, Asoc. geol. Carp-balc., Congr., V, București.
- Proust, J.N., Hosu, A. (1996), *Sequence stratigraphy and Paleogene tectonic evolution of the Transilvanian basin (Romania, Eastern Europe)*. Sedimentary Geology.
- Raboca, N. (1977), *Terasele Secașului Mare*, Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.
- Raboca, N. (1995), *Podișul Secașelor: studiu de dinamica versantelor*, Editura Sarmis, Cluj-Napoca.
- Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2001), *Geomorfologie*, vol. II, Editura Universității Suceava, Suceava.

- Rădulescu, D. P., Săndulescu, M. (1973), *The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*, Tectonophysics, Vol. 16.
- Rădulescu, I., Grumăzescu, H. (1963), *Descifrarea mișcărilor tectonice din Cuaternar de pe teritoriul R. P. Române, prin metoda geomorfologică*, Probleme de Geografie, vol. IX, București.
- Răileanu, G., Saulea, E. (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou*, Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, v. XXIX, București.
- Réti, K. (2009), *Diferențierea sistemului environmental în structuri urbane cu stări critice în bazinul Târnavei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Réti, K., Macalik, K., Carpa, R., Kis, E., Székely, G. (2016), *Physico-chemical properties of soils populated with wild halophytes in some Romanian areas*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Biologia, LXI, 2.
- Rodeanu, I. (1925), *Observări morfologice la zona de contact a basinelor Oltului și Murășului în regiunea Sibiului*, Lucrările Institutului de Geografie, Universitatea Cluj, tom II.
- Rodeanu, I., Vulcu, B. (1957), *Problema defileului Săcădatelor*, Studii și cercetări de geologie-geografie, an. VIII, nr. 3-4, București.
- Roșca, S. (2015), *Bazinul Nirajului studiu de geomorfologie aplicată*, Editura Risoprint, Cluj-Napoca.
- Roșca, S., Bilașco, Șt., Petrea, D., Fodorean, I., Vescan, I., Filip, S. (2015), *Application of landslide hazard scenarios at annual scale in the Niraj River basin (Transylvania Depression, Romania)*, Natural Hazards, 76.
- Roșca S., Bilașco Șt., Petrea, D., Vescan, I., Fodorean, I. (2016), *Comparative assessment of landslide susceptibility. Case study: the Niraj river basin (Transylvania Depression, Romania)*, Geomatics, Natural Hazards and Risk, vol. 7, no. 3.
- Roșian, Gh. (2007), *Probleme de geomorfologie aplicată în studiul ravenelor. Studiu de caz Ravena Rupturi*, Tendințe actuale în predarea și învățarea Geografiei, vol. 3, Editori și coordonatori: Maria Eliza Dulamă, Fl. Bucilă, Oana-Ramona Ilovan, Editura Clusium, Cluj-Napoca.
- Roșian, Gh. (2008), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Roșian, G. (2009), *Evoluția versanților afectați de alunecări masive de tip glimee. Studiu de caz: versantul drept al Secășului Mic (Sectorul Tău-Secășel)*, Geographia Napocensis, anul III, nr. 1.
- Roșian, Gh. (2011), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

- Roşian, Gh. (2013), *The low of the order of watershed*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geographia, LVIII, 1.
- Roşian, Gh. (2017), *Geomorfologia mediului*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Roşian, Gh., Horvath, Cs. (2016), *Corelations between the landslides and the morphological and functional units of slopes in the Transylvanian Basin*, Risks and Catastrophes Journal, an XV, vol. 19, nr. 2.
- Roşian, Gh., Horvath, Cs., Reti, K., Boţan, C., Gavrilă, I. (2016), *Assessing landslide vulnerability using bivariate statistical analysis and the frequency ratio model. case study: Transylvanian Plain*, Zeitschrift fur Geomorphologie, vol.60, no. 4.
- Roşian, Gh., Horvath, Cs. (2019), *GIS for spatial landslide distribution analysis in the Transylvanian Depression*, Risks and Catastrophes Journal, nr. XVIII, vol. 24, nr. 1.
- Roşian, Gh., Horvath, Cs., Niţă, A. F., Benedek, Rozalia (2017), *Landslide spatial distribution analysis using GIS. Case study Secaşelor Plateau*, Risks and Catastrophes Journal, vol. 20, nr. 1.
- Rusu, A. (1970), *Corelarea faciesurilor Oligocenului din regiunea Treznea - Bizuşa (NV Bazinului Transilvaniei)*, Studii şi Cercetări Geol., Geof., Geogr. Ser. Geol. 15, 2, Bucureşti.
- Rusu, A. (1972), *Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei şi implicaţiile lui stratigrafice*, Dări de Seamă Inst. Geol. LVIII/4, Bucureşti.
- Rusu, A. (1977), *Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea - Hida - Poiana Blenchii)*, Anuarul I.G.G. LI, Bucureşti.
- Rusu, A. (1987), *Ostreina biohorizons in the Eocene of North-West Transylvania (Romania)*, The Eocene from the Transylvanian Basin, Romania, Special volume, Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca.
- Rusu, A. (1989), *Problems of correlation and nomenclature concerning the Oligocene formations in NW Transylvanian*, The Oligocene from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.
- Rusu, A. (1995), *Eocene formations in the Călata region (NW Transylvania): a critical review*, Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology, 76.
- Rusu, A., Drăgănescu, A. (1976), *Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia Limestone (Upper Tongrian) in NW Transylvania (Romania)*, Anuarul Inst. Geol. Geof. XLVIII, Bucureşti.
- Saccani, E., Nicolae, I., Tassinari, R. (2001), *Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania): petrological and geochemical evidence*, Ofioliti, 26.

- Sanders, C. (1999), *Tectonics and erosion. Competitive forces in a compressive orogen. A fission track study of the Romanian Carpathians*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.
- Sanders, C. A. E., Andriessen, P., Cloetingh S. (1999), *Life cycle of the East Carpathian Orogen: erosion history of a doubly vergent critical wedge assessed by fission track thermochronology*, Journal of Geophysical Research, 104 (B12).
- Sanders, C., Huismans, R., Vanwees, J. D., Andriessen, P. (2002), *The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains*, European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 3.
- Sandu, M. (1998), *Culoarul depresionar Sibiu-Apold. Studiu Geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- Sandu, M. (2002), *Podișul Secașelor. Regionarea geomorfologică*, Revista de Geomorfologie, nr. 4–5, București.
- Savu, Al. (1959), *Câteva observații asupra unor fenomene periglaciare în valea Căpușului*, Comunicările Academiei R. P. R., nr. 9, București.
- Savu, Al. (1962), *Contribuții la studiul evoluției rețelei hidrografice din bazinul Almaș-Agrij*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, f. 1.
- Savu, Al. (1963), *Podișul Someșan. Studiu geomorfologic*, Teză de disertație, Universitatea Babeș-Bolyai Cluj, Facultatea de Științe Naturale – Geografie.
- Savu, Al. (1965), *Terasele Someșului între Dej și Jibou*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologia-Geographia, an. X, f. 2.
- Savu, Al. (1973), *Podișul Someșan și raporturile sale cu Podișul Transilvaniei*, Realizări în geografia României, Culegere de studii, Editura Științifică, București.
- Savu, Al. (1987), *Podișul Someșan*, în Geografia României, vol. III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei, Editori: D. Oancea, Valeria Velcea, N. Caloianu, S. Dragomirescu, Gh. Dragu, Elena Mihai, Gh. Niculescu, V. Sencu, I. Velcea, Editura Academiei, București.
- Savu, Al., Haidu, I. (1984), *Asupra genezei și evoluției klippelor de calcar din Munții Trascăului*, Studia Univ. „Babeș - Bolyai”, Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, XXIX.
- Savu, Al., Clichici, O., Dragoș, I. (1970), *Contribuții la problema vârstei teraselor Someșului Mare*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XV, f. 2.
- Savu, Al, Mac, I., Tudoran, P., (1973), *Aspecte privind geneza și vârsta teraselor din Transilvania*, Realizări în Geografia României, Editura Științifică, București.
- Sawicki, L. (1912), *Beitrage zur Morphologie Siebenburgens*, Bull. Acad. Sci., Cracovia.

- Săndulescu, M. (1984), *Geotectonica României*, Editura Tehnică, București.
- Săndulescu, M. (1988), *Cenozoic tectonic history of the Carpathians*, In: L.Royden, F. Horváth (eds.): *The Pannonian Basin: a study in basin evolution*, AAPG Mem., Vol. 45.
- Săndulescu, M., Visarion, M. (1978), *Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie*, Dări de seamă ale Ședințelor Institutul de Geologie și Geofizică, v. LXIV, 5, București.
- Schiopoiu, Al. (1969), *Contribuții la studiul solurilor fosile din bazinul Someșului Mic*, Comunicări de Geografie, VII.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuste, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008), *The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units*, Swiss J.Geosci., 101.
- Schuller, V. (2004), *Evolution and geodynamic significance of the Upper Cretaceous Gosau basin in the Apuseni Mountains (Romania)*, PhD Thesis, Tubinger Geowiss. Arb. Reihe A70.
- Schumm, S.A. (1977), *The Fluvial System*, John Wiley and Sons, New-York, Chichester, Brisbane, Toronto.
- Schumm, S. A. (1981), *Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., no. 31.
- Schumm, S. A. (1985), *Patterns of alluvial rivers*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci, no. 13.
- Schumm, S.A. (2005), *River variability and complexity*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Seghedi I., Szakács A. (1991) „*The Dej tuff*” from Dej-Ciceu area: some petrographical, petrochemical and volcanological aspects, In: Bedelea, I., Ghergari, L., Mârza, I., Mészáros, N., Nicorici, E., Petrescu, I. (Eds.), *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania*, Cluj-Napoca.
- Selby, M. J. (1990), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, paperback reprinted in 1990, Clarendon Press, Oxford.
- Simon, A. (1989), *A model of channel response in disturbed alluvial channels*, Earth Surface Processes and Landforms 14.
- Șîrcu, I., (1957), *Câteva aspecte de geomorfologie din Munții Bărgăului*, *Probleme de Geografie*, vol. IV.
- Sorocovschi, V. (1996), *Podișul Târnavelor. Studiu hidrologic*, Editura CETIB, Cluj-Napoca.
- Sorocovschi, V. (2005), *Câmpia Transilvaniei. Studiu hidrogeografic*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.
- Strahler, A. N. (1973), *Geografie fizică*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Surdeanu, V., Mac, I., Nicorici, Corina (1998), *Procese de modelare în Depresiunea Transilvaniei*, *Analele Universității Ecologice „Dimitrie Cantemir”*, Târgu-

- Mureș, Seria Științe Socio-Umane, Studii și cercetări științifice, Secțiunea geografie, vol. III.
- Surdeanu, V., Petrea, D., Rus, I., Irimus, I. A. (2008), *Deep-seated landslides (glimee) in the Saschiz and Șoard-Secuieni area*. Geomorphological settings, IAG regional conference on geomorphology, Brașov, Romania, 15-26 septembrie 2008.
- Surian, N., Rinaldi, M. (2003), *Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy*, Geomorphology, 50.
- Szakacs, Al., Krezsek, Cs. (2006), *Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158.
- Tari, G.C., (1994), *Alpine tectonics of the Pannonian basin*, PhD thesis, Rice University, Houston.
- Torok, Z. (1933), *Cercetări geologice în județul Târnava Mare*, Tipografia Miron Neagu, Sighișoara.
- Tovissi, I. (1963), *Alunecări de teren în regiunea comunei Măgherani*, Studia Universitas Babeș-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, Fasc. 1.
- Tovissi, I. (1965), *Formațiuni criogene în Valea Oltului între Bălan și Porcești*, Studia Universitas Babeș-Bolyai, Seria Geografie-Geologie, nr. 1, Cluj-Napoca.
- Tovissi, I. (1977), *Relieful fluvial din Valea Oltului*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.
- Truș, V. (1962), *Observații geomorfologice la Râpa Roșie*, Natura, Seria Geografie-Geologie, nr. 3, București.
- Tufescu, V. (1966a), *Subcarpații și depresiunile marginale ale Transilvaniei*, Editura Științifică, București.
- Tufescu, V. (1966b), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Editura Academiei, București.
- Uhlig, V. (1903), *Bau und Bild der Karpaten*, Viena.
- Vancea, A. (1929), *Observațiuni geologice în regiune de SW a Câmpiei Ardelene – Cu o privire generală asupra geologiei Basinelui Transilvaniei și cu descrierea specială a domului de gaz natural dela Zaul de Câmpie (Moinești)*, Teză de doctorat, Mediaș.
- Vancea, A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Editura Academiei, București.
- Vandenberghe, J. (1993), *Changing fluvial processes under changing periglacial conditions*, Zeitschrift für Geomorphologie, 88.
- Vâlsan, G. (1915), *Câmpia Română*, B.S.R.G., vol. XXXVI.

- Velichko, A. A. (1982), *Periodization of the Late Pleistocene events within the limits of periglacial area*, (in Russian), in Gerasimov, I.P., Velichko, A.A. (eds.), *Paleogeography of Europe in the Last 100,000 Years*, Nauka Press Moscow.
- Visarion, M., Veliciu, S. (1981), *Some geological and geophysical characteristics of the Thansylvanian Basin*, *Earth Evolution Sciences*, Vol. 3-4.
- Wachner, H. (1929), *Județ Ciuc samt Toplița und der Mureșenge*, *Lucr. Inst. De Geogr. Al Univ. din Cluj*, Cluj.
- Wachner, H. (1931), *Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt*, *Lucrările Institutului de Gerografie Cluj*, nr. IV.
- Wanek, F. (1992), *Biostratigrafia ostracodelor sarmațiene și panoniene din Bazinul Transilvaniei*, Raport BBU, Arhiva Romgaz, manuscris.
- White, J. F. (1966), *Convex-concave landslopes: a geometrical study*, *Ohio Journal of Science*, vol. 66, issue 6.
- Willingshofer, E., Neubauer, F., Cloetingh, S. (1999), *The significance of Gosautype basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine–Carpathians Belt*. *Physics and Chemistry of the Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy* 24 (8).
- Willingshofer, E. Andriessen, P. Cloetingh, S. Neubauesr, F. (2001), *Detrital fission track thermochronology of Upper Cretaceous syn-orogenic sediments in the South Carpathians (Romania): interferences of the tectonic evolution of a collisional hinterland*, *Basin Research*, 13.
- Young, A. (1963), *Some field observations of slope form and regolith and their relation to slope development*, *Trans. Inst. Br. Geogr.*, 32.
- Young, A. (1964), *Slope profile analysis*, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Supplement Band, 5.
- Young, A. (1972), *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- *** (1983), *Geografia României I. Geografia fizică* (sub redacția L. Badea, P. Gâștescu, Valeria Velcea), Editura Academiei. București.
- *** (1987), *Geografia României III. Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, (sub redacția D. Oancea, Valeria Velcea, N. Caloianu, S. Dragomirescu, Gh. Dragu, Elena Mihai, Gh. Niculescu, V. Sencu, I. Velcea), Editura Academiei Române, București.



ISBN: 978-606-37-0801-5